

Sedimentpetrographische Untersuchungen im Keuper Nordwestdeutschlands

vorgelegt von
JÜRGEN LEWANDOWSKI
aus Bochum

DISSERTATION

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
der Fakultät für Geowissenschaften
an der Ruhr-Universität Bochum

Betreuer: Prof. Dr. H. Füchtbauer

Bochum, den 20. April 1988

Sedimentpetrographische Untersuchungen im Keuper Nordwestdeutschlands

vorgelegt von

JÜRGEN LEWANDOWSKI
aus Bochum

DISSERTATION

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
der Fakultät für Geowissenschaften
an der Ruhr-Universität Bochum

Betreuer: Prof. Dr. H. Füchtbauer

Bochum, den 20. April 1988

Digitized by the Internet Archive
in 2026

Gliederung

Seite

I	Kurzfassung	5
II	Abstract	6
III	Danksagung	8
1.	Einleitung	9
1.1	Kenntnisstand	9
1.2	Problemstellung	14
1.3	Lage des Arbeitsgebietes	15
1.4	Probennahme	17
1.5	Probenaufbereitung	38
1.5.1	Aufbereitung dolomitischer Proben	38
1.5.2	Aufbereitung klastischer Proben	39
1.5.3	Untersuchungsmethoden	39
2.	Stratigraphie	40
2.1	Stratigraphische Grundlagen	40
2.1.1	Methodik der Korrelation	42
2.2	Beschreibung der Gesteinsabfolge	44
2.2.1	Lithologischer Überblick	44
2.2.2	ku1	49
2.2.3	ku1'	51
2.2.4	ku2	53
2.2.5	km1	57
2.2.6	km2	64
2.2.7	km3	70
2.2.8	km4	75
2.2.9	ko	83
2.3	Schichtmächtigkeit und Fazies	93
2.3.1	ku	93
2.3.2	km1	99
2.3.3	km2	103
2.3.4	km3 und km4	106
2.3.5	ko	110
2.4	Lithologische Zyklen	118
2.4.1	Fluviatile Zyklen	118

		Seite
2.4.2	Evaporitische Zyklen	121
3.	Gesteinsfarben	126
4.	Sieb und Schlämmanalyse	138
4.1	Methodik	138
4.2	Befunde	138
5.	Porosität	146
5.1	Methodik	146
5.2	Befunde	146
6.	Schwerminerale	149
6.1	Methodik	149
6.2	Befunde	149
6.2.1	Amphibol	149
6.2.2	Anatas	150
6.2.3	Apatit	151
6.2.4	Baryt	153
6.2.5	Brookit	153
6.2.6	Disthen	154
6.2.7	Epidot	154
6.2.8	Granat	155
6.2.9	Pyroxen	158
6.2.10	Rutil	158
6.2.11	Spinell	159
6.2.12	Staurolith	160
6.2.13	Turmalin	161
6.2.14	Zirkon	163
6.2.15	Opake Schwerminerale	167
6.3	Schwermineralparagenesen	168
6.4	Schwerminerale zur Kennung von Schichtgruppen	181
7.	Karbonate	184
7.1	Quantitative Karbonatbestimmung	184
7.2	Befunde der quantitativen Dolomitanalyse	184
7.3	Befunde der quantitativen Kalzitanalyse	196

	Seite
7.4	Befunde der quantitativen Sideritanalyse 196
7.5	Mikrofazies der Dolomite 197
7.6	Mol% CaCO ₃ und Ordnungsgrad der Dolomite 200
7.7	FeO-Gehalt der Dolomite 206
7.8	Sr-Gehalt der Dolomite 207
7.9	Dolomitgenese 209
8.	Tonminerale 212
8.1	Methodik 212
8.2	Semiquantitative Bestimmung 213
8.3	Befunde 215
8.3.1	Kaolinit 215
8.3.2	Illit 216
8.3.3	Glaukonit 217
8.3.4	Palygorskit 218
8.3.5	Illit-Montmorillonit 219
8.3.6	Illit-Chlorit 222
8.3.7	Chlorit 223
8.3.8	Chlorit-Swelling Chlorit 226
8.3.9	Chlorit-Vermiculit 226
8.3.10	Vermiculit 227
8.3.11	Chlorit-Montmorillonit (Corrensit) 228
8.3.12	Montmorillonit 231
8.4	Verwitterungseinflüsse 254
8.5	Kennung litholog. Einheiten durch Tonminerale 257
8.6	Illitkristallinität 260
8.6.1	Methodik 260
8.6.2	Befunde 261
8.7	Illit Polytypie 268
8.7.1	Methodik 268
8.7.2	Befunde 269
8.7.3	Esquevin-Diagramm 271
8.8	Chloritspezies 273
8.8.1	Methodik 273
8.8.2	Befunde 274

		Seite
9.	Boranalyse	279
9.1	Methodik	280
9.2	Befunde	281
10.	Inkohlungsuntersuchung	295
11.	Zusammenfassung	295
11.1	Ablagerungsmilieu und Frühdiagenese	295
11.2	Spätdiagenese	297
12.	Literaturverzeichnis	298
13.	Tabellarischer Anhang, Probenverzeichnis	327

I. Kurzfassung

Sedimentologische Untersuchungen an 14 Bohrungen und ca. 100 Kurzprofilen in Tagesaufschlüssen des NW-deutschen Keuperbeckens bestätigten die Übertragbarkeit der Feinstratigraphie DUCHROWS (1984), im Osnabrücker Bergland, auf das Niedersächsische Keuperbecken.

Die Mächtigkeits- und Fazieskarten pausen stellenweise die Salztektonik durch. Auch alt angelegte Beckenstrukturen konnten belegt werden (Holländische Schwelle, Ems Senke, Hunte Schwelle, Hessische Senke, Fünen Hoch, Böhmisches und Rheinische Masse, Gifhorner Trog, Allertal Linie, Zentral Trog).

An ca. 800 Proben wurden sedimentpetrographische Untersuchungen durchgeführt. Korngrößen- und Porositätsverteilungen sowie Schwermineralanalysen ergaben Hinweise auf Schüttungen und Liefergebiete. Als Liefergebiete standen die Böhmisches und die Rheinische Masse im Süden zur Verfügung, erstere während des gesamten Keupers, letztere vor allem im ku und ko. Aus dem skandinavischen Raum kamen zusätzliche Zufuhren, vor allem im kul' und km2.

Karbonatanalysen an Mergelsteinen und Dolomiten erbrachten Hinweise zum Ablagerungs- und chemischen Milieu. Es konnten sechs Sequenzen ausgeschieden werden: Zwei brackisch-fluviatile Sequenzen (kul-kul', partiell ko), eine fluviatile Sequenz (km2), zwei Evaporit-Playa Sequenzen (ku2-km1; km3-km4u) und eine Dolcrete-Playa Sequenz (km4o). Die brackisch-fluviatilen und fluviatilen Sequenzen zeigen generell erhöhte Fe^{2+} -Gehalte und niedrige Sr-Gehalte in den Karbonaten; Mg/Ca in Dolomiten liegt unter 1. In den Evaporit-Playa Sequenzen ist der Fe^{2+} Gehalt niedriger und der Sr-Anteil deutlich erhöht. Die Dolomite sind überwiegend stöchiometrisch. In der Dolcrete-Playa Sequenz ist der Fe^{2+} Anteil niedrig, der Sr-Gehalt erhöht, und Mg/Ca streut erheblich, je nach Ablagerungsort.

Die quantitative Dolomitanalyse ergab für die Evaporit-Playa Fazies des km1 (Unterer Gipskeuper, Grabfeld Gruppe) zwei Zyklen. Sie werden jeweils durch Lithotypfolgen von Mergelsteinen und Dolomiten aufgebaut. Gleiches gilt für die Zyklen im km3 und km4 (Weser und Detmold Gruppe, je ein Zyklus).

Während diese Evaporitsequenzen durch Corrensit, Palygorskit und

Mg-Chlorite charakterisiert sind, zeichnen sich die brackisch-fluviatilen Sequenzen durch Fe-Chlorite, Kaolinit (nur im ko), Glaukonit und erhöhte Gehalte von Illit-Montmorillonit und Montmorillonit aus. Erhöhte Borgehalte der Illite fanden sich in den evaporitischen Abschnitten. In der lateralen Verbreitung erscheinen generell niedere Gehalte an den Beckenrändern.

Der thermische Einfluß durch die Plutone von Bramsche und Vlotho zeigt sich in der Illitkristallinität. Das dabei gefundene Bild der regionalen Diageneseunterschiede wurde durch Inkohlungsuntersuchungen im ko,m des nördlichen Harz-Vorlandes abgerundet.

Thermische Überprägung führte zu Umbildungen von Kaolinit, Montmorillonit und Palygorskit in Illit und Palygorskit II.

Wo Kaolinit, Illit-Montmorillonit, Montmorillonit, Vermiculit und Chlorit-Vermiculit dennoch im Einflußbereich der Plutone vorkommen konnten sie als (tertiäre) Verwitterungsneubildungen gedeutet werden.

Bei den Leichtmineralen zeigt sich der telethermale Einfluß durch erhöhte Kristallgrößen und Neuwachstum von Quarz und Albit, sowie eine starken Pyritisierung.

II. Abstract

Sedimentologic investigations of 14 drillings and about 100 surface exposures of the NW German Keuper Basin confirm the application of DUCHROW's (1984) refined stratigraphy of the Osnabrücker Bergland to the distal NW Keuper Basin.

Detailed maps of facies and of thickness partially reflected salt tectonics. Even basin units which only existed in Paleozoic times could be recognized (Dutch Ridge, Ems Trough, Hunte Ridge, Hessian Trough, Fünen High, Bohemian and Rhenian Massife, Gifhorn Trough, Allertal Fault and Central trough).

Investigations of about 800 samples have been conveyed. Grain sizes, porosity distributions and heavy mineral analyses gave hints of accumulation and source areas. At the southern margin the Bohemian and the Rhenian massive exist as source regions. The first one during the whole time of Keuper, the latter during the ku and ko. From the Scandinavian Highland additional material reached the Lower Saxonian Basin especially during the kul' and

km2.

Carbonate analyses of marls and dolomites gave hints of (chemical)) environments. Six different sequences could be characterised: Two brackish-fluvial sequences (ku1-ku1', partially ko), one fluvial sequence (km2), two evaporitic-playa sequences (ku2-km1, km3-km4u) and one dolcrete-playa sequence (km4o).

Those brackish-fluvial sequences show generally higher contents of Fe^{2+} and lower contents of Sr. The Mg/Ca ratio in dolomites shows Ca excess. In evaporitic-playa sequences the Fe^{2+} content is low and Sr is high. The Mg/Ca ratio often shows stoichiometric dolomites. Sediments of the dolcrete-playa sequence present low Fe^{2+} contents, higher Sr contents and Mg/Ca ratio differs widely, according to the environment.

Quantitative carbonate analyses represent two cycles for the evaporitic playa facies of the km1 (Gipskeuper, Grabfeld subgroup). They are built up by sequences of marls and dolomites. The same is true for the km3 and km4 (Rote Wand and Steinmergel-keuper, or Weser and Detmold Subgroup (each including a cycle)). While those evaporitic sequences are characterised by corrensite, palygorskite and Mg-chlorite the brackish-fluviatile sediments show higher contents of Fe-chlorite, kaolinite (only ko), glauconite, illite-smectite and smectite. Higher boron contents of illites are found in evaporitic sediments. As to the lateral distribution, lower B-contents are found along basin margins.

The thermal influence of the plutons of Bramsche and Vlotho is shown by illite crystallinity and by measurements of the coalification (ko,m; northern Harz-Foreland).

As a consequence of this thermal influence, clay mineral transformations of kaolinite, smectite and palygorskite into illite and palygorskite II have been found. Where kaolinite, illite-smectite, smectite, vermiculite, chlorite-vermiculite in the area of influence of the plutons are still present they can be interpreted as products of weathering.

For the light minerals quartz and albite an increased size of the newformed crystals reflects the thermal influence.

The same is true for pyrite.



III. Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde durch Prof. Dr. H. FUCHTBAUER angeregt und betreut. Für seine allseitige Unterstützung und zahlreichen Hinweise während der Fertigstellung der Arbeit möchte ich meinen besonderen Dank aussprechen.

Die Herren Dr. D. K. RICHTER und Dr. D. RIEDEL unterstützten die Arbeit durch wertvolle Ratschläge und Diskussionen.

Für die Bereitstellung von Bohrungsunterlagen und des Probenmaterials gilt mein Dank den Firmen:

WINTERSHALL AG, Kassel; BEB, Hannover; PREUSSAG, Hannover; DEILMANN AG, Bad Bentheim; MOBIL OIL AG, Hamburg und TEXACO AG, Hamburg.

Für die technische Unterstützung bei den Laborarbeiten bedanke ich mich bei Frau U. van ELSUVE und Herrn H. ULRICH.

Frau cand. geol. Z. CERNY und Frau cand. geol. A. LUCKE übernahmen dankenswerterweise einen Teil der langwierigen Probenaufbereitungen. Herr Dipl. geol. K. STREHLAU war bei den Vitritreflexionsmessungen behilflich.

Die WINTERSHALL AG, Kassel ermöglichte die Arbeit durch zweijährige finanzielle Unterstützung. Mein Dank gilt hierfür insbesondere Herrn Prof. Dr. E. KOCH. Technische Unterstützung und Betreuung seitens der Firma fand ich freundlicherweise durch Herrn Dr. M. WIRTH.

1. Einleitung

1.1 Kenntnisstand

Bereits im ersten Drittel des 19. Jahrhunderts beschrieb L.v. BUCH (1822) Keuper in Franken und verglich ihn mit Vorkommen in Thüringen und Schlesien. ALBERTI (1834) betrachtete den Keuper des Süddeutschen Raumes als eigenständige Abteilung abgetrennt vom Muschelkalk und Buntsandstein. Er faßte diese Einheiten aber als Trias-System zusammen. Zwischen 1830 - 1850 bemühten sich Geologen wie v.BUCH, v.MÜNSTER, v.HAUER und EMMERICH den Süddeutschen Germanischen Keuper mit dem des Alpenraumes zu korrelieren. Die Arbeiten von CREDNER (1860) in Thüringen, THURACH (1888,1889,1901) und FRAAS (1899) in Süddeutschland vertieften die Kenntnisse über diese Abteilung. Bereits 1802 und 1827 veröffentlichte JAEGER paläontologische Untersuchungen über den Schilfsandstein (km2) aus der Gegend von Stuttgart. Er stellte für die eingeschlossenen Fossilreste unterschiedliche Biotope fest, sowie für die schwach besetzten Lebensräume im Schilfsandstein eine Zuordnung in einen Grenzbereich zwischen Wasser und Land. GOTHAN (1935) ermittelte die Rät/Lias Grenze durch die Pflanzenführung der Sedimente für den süddeutschen Raum.

Im Raum Osnabrück beschrieb bereits HOFFMANN (1826) Keuper im Randbereich der Ibbenbürener Karbonscholle. Er stellte im Hangenden des Oberen Muschelkalkes (mo2) eine zunehmende Vermergelung der Kalke fest. Diesen Bereich (Dolomitische Grenzschiefern) stellte er folgerichtig (im Sinne späterer Autoren) noch in den mo2, die darüber lagernden Sedimente entsprechend in den Unteren Keuper. HEINE (1861) definierte erstmals für den Osnabrücker Raum den Grenzbereich zwischen mo2 und der Keuper-Basis. Er stellte aber im Gegensatz zu HOFFMANN die Dolomitischen Grenzschiefern des mo2 in die Lettenkohlegruppe (ku) und die darüber im Hangenden folgenden grünen und roten "Schiefer" des eigentlichen ku, faßte er als Basisschiefern des "Keupers" auf (im Grunde der km1 späterer Bearbeiter). Diese Grenzziehung wurde zunächst auch von KEMPER & BÖLSCHKE (1885) übernommen. Auch im Wesergebirgs-Bereich wurde der Schilfsandstein (km2) durch JUGLER (in ROEMER 1857, 1858) bereits früh paläontologisch bearbeitet. Die Untersuchung des Gipskeupers

(km1) erfolgte durch KLUTH (1894). Das Rhät konnte durch die Bestimmung von Fossilfunden (TRENKNER 1877, 1879; BÖLSCHKE 1883) für den Bereich nachgewiesen werden. Geologische Kartierungen von HAARMANN (1909/1911), SPULSKI (1909) und KUHLMANN (1915) wurden nach der "in Westfalen" üblichen Gliederung des Keupers (STILLE 1904, STILLE & MESTWERDT 1908, 1909, MESTWERDT 1910) angefertigt. Nachfolgend wurde der Keuper durch GRUPE (1911), HAAK (1926, 1930, 1935, HAAK & DIENEMANN 1930 und DIENEMANN 1926, 1928, 1929, 1939 bearbeitet. Bereits JUBITZ (1952) wies in den Arbeiten DIENEMANNs (1926, 1928, 1929, 1939) sowie in der von HAAK & DIENEMANN (1930) auf stratigraphische Fehleinstufungen hin. Speziell die Stratigraphie und die Faziesentwicklung der sandsteinführenden Schichten des Unteren und Mittleren Keupers, wurde von JUBITZ (1952, 1954) untersucht. Er unterschied neben den bereits von HAARMANN (1911) ausgegliederten Horizonten des Anoplophora Sandsteins (Top kul) und Hauptlettenkohlsandsteins (kul'), einen dritten Sandstein Horizont. Er wies nach, daß die bisher zur stratigraphischen Abgrenzung herangezogene Rotfärbung in den fluviatil beeinflussten Schichtgruppen nicht horizontbeständig ist. WURSTER (1964) ermittelte für den Schilfsandstein (km2) des Osnabrücker Raumes, wie für das gesamte Germanische Becken eine vorherrschende SSW gerichtete Auslenkung der Rinnensandsteine. Das Rhät (ko) im Lippischen Weserbergland wurde von KISSING (1922) untersucht. SCHICKOR (1966, 1969) bearbeitete Teile des Steinmergelkeupers (km4) und das Rhät (ko) sowohl feinstratigraphisch als auch petrologisch, sedimentologisch. Er übersah aber bei der Bearbeitung seiner stratigraphischen Profile Schichtausfälle an der Basis des unteren Rhäts (ko,u). Im Bereich des Lippischen Berglandes entwickelte DUCHROW (1968), DUCHROW et al. (1968) für den gesamten Keuper eine Feinstratigraphie, deren Anwendbarkeit auch außerhalb dieses Gebietes nachvollziehbar ist. Im Gegensatz zu SCHICKOR erkannte SANDER (1977) bei der feinstratigraphischen Bearbeitung der Roten Wand (km3) und des Steinmergelkeupers (km4) an der Basis des Unteren Rhäts die Schichtausfälle. Petrologische Daten (Korngrößenanalysen) des Keupers wurden von RAUTENSTRAUCH (1971, unv. Dipl. Arbeit) im Bereich des Meßtischblattes 3614 Rulle untersucht. Die geologische

Neuaufnahme des westlichen Osnabrücker Berglandes wurde von THIERMANN (1973, 1975, 1980) durchgeführt. Er beobachtete hier das völlige Auskeilen des Unterrhät (ko,u). DUCHROW (1984) veröffentlichte die Feinstratigraphie für das Osnabrücker Bergland. Hierbei entwickelte er aufgrund seiner Profilkorrelationen eine neue lithologische Keupernomenklatur. Spezielle feinstratigraphische Gliederungen für den Gipskeuper (kml) entwickelte HAUSCHKE (1985). Hierdurch konnte er Aussagen über fazielle Entwicklungen und mögliche Zyklizitäten aufzeigen.

Im Bereich der Tagesaufschlüsse östlich der Weser (Süd Hannover, nördliches Harz-Vorland) erschienen bereits zur Mitte des 19. Jahrhunderts paläontologische Bearbeitungen über das Rhät (STROMBECK 1852, SCHLOENBACH 1860, 1862, PFLÜCKER y RICO 1868, ROEMER 1874). In der Umgebung von Göttingen untersuchte THORNQUIST (1892) die Schichtenfolge des Gipskeupers (kml) und GRUPE (1907) die des Lettenkeupers. GRUPE stellte bereits fest, daß der Untere Keuper in seiner Verbreitung, durch seine "Beschaffenheit und Zusammensetzung" Ähnlichkeiten aufweist. Weiterhin stellte er fest, daß die vorkommenden Fossilien im ku keine leitenden Merkmale für einzelne Zonen bzw. Formationen aufweisen. Für den Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes erarbeitete JÜNGST (1928, 1929) für das Rhät ein fazielles Modell. Neben umfangreichen paläontologischen Untersuchungen wurden hierbei auch sedimentologische Kriterien berücksichtigt. Weitere stratigraphische und fazielle Untersuchungen folgten durch KUMM (1941), KUHLE (1958, ku), KÜHL (1957, km) sowie von ZEINO-MAHMALAT (1970, ko,m). Sedimentpetrographische Untersuchungen wurden im Bereich der Roten Wand (km3) und im Steinmergelkeuper (km4) von Göttingen durch ECHLE (1961) durchgeführt. Kartierungen im Keuper der Hessischen Senke und im Nördlichen-Harzvorland wurden um die Jahrhundertwende im wesentlichen von A.v.KOENEN, O.GRUPE und W.HAAK durchgeführt. Zwischen 1920-1940 waren es GRUPE, NAUMANN, WOLDSTEDT, STILLE, BEHREND, SCHROEDER und SCHUCHT. Neuere Geologische Karten entstanden in den Jahren 1960-1984 herausgegeben von den Geologischen Landesämtern Niedersachsens, Nordrhein-Westfalens und Hessens (HERRMANN, KNAPP, LEPPER, HORN, MEIBURG, VINKEN, HARMS).

Im nördlichen Niedersächsischen Becken, im Bereich östlich der Weser, sind Keuperfunde zunächst durch Erdölbohrungen bekannt geworden. Bis 1934 waren die Erdöllagerstätten Ölheim (Edesse), Nienhagen und Wietze die einzigen größeren in Produktion befindlichen Fundstellen, die auch Erdöl aus dem Mittelhätsandstein (ko,m) förderten. Weitere Erkenntnisse über die Lagerstättensituation des Keupers boten die Geophysikalischen Reichsaufnahmen der Preußischen Geologischen Landesanstalt Berlin (BARTSCH 1937). Hierdurch wurden die Strukturen und Schichtlagerungen im Untergrund Niedersachsens systematisch erfaßt. Nahezu parallel verlief das Reichsbohrprogramm (BENTZ 1937). Ab 1934 entstand ein freiwilliger Verbund zum Austausch von geologischen Bohrprofilen und lagerstättenkundlichen Erkenntnissen zwischen der Erdölindustrie, den Landesämtern und den Bergbehörden (Austausch Dienst). Dieser Informationsaustausch bewirkte einen sprunghaften Anstieg der gezielten Explorationstätigkeiten. Eine Vielzahl von Lagerstätten, in denen Keupersandsteine (km2, ko,u, ko,m, ko,o) Speicherfunktionen haben, wurden in den Jahren 1920-1940 exploriert. Eine zweite Phase wurde nach dem 2. Weltkrieg in den 50-er Jahren begonnen. Durch diese Aktivitäten ergaben sich für die Geologie des Keupers neuere Erkenntnisse, die sich in tektonischer Hinsicht durch die Arbeiten von WOLBURG (1952, 1957, 1969) und in den Untersuchungen WILLS (1969) für das Rhät widerspiegeln. SCHOTT (1942) stellte für diesen Raum seine Rhät-Gliederung vor, die er der von JÜNGST (1928) gegenüberstellte. Neuere stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Rhät des Niedersächsischen Beckens wurden anhand Bohrloch-Geophysikalischer Verfahren durchgeführt (HARTMANN 1982, BATTERMANN 1983, STINDER 1985, unver. Dipl. Arbeiten). Den Unteren und Mittleren Keuper untersuchte RAZAWI 1965, unver. Dipl. Arbeit) im Gebiet zwischen Weser und Ems. Die Mikropaläontologie und Palynology gewann durch die Bohrtätigkeiten auch für den Keuper an Bedeutung (z.B. WICHER 1951, MADLER 1964, LUND 1975/76, 1977).

Am Südrand des Niedersächsischen Beckens stellte REICH (1933) durch magnetische Messungen einen Störkörper mit positiver Anomalie fest. Inkohlungsuntersuchungen an Karbon- bis Wealdenproben aus dem Dachbereich des Plutons, zeigten hohe

Inkohlungswerte (M.&R.TEICHMÜLLER 1950). Auf Grund dessen vermutete man für diese basische Intrusion ein kreidezeitliches Aufstiegsalter. STADLER & TEICHMÜLLER (1971) und BUNTEBART & TEICHMÜLLER (1979) vermuteten für den Intrusivkörper aptisches bis obercampanisches Alter. Reflexionsseismische Messungen von THYSSEN et al. (1971) ergaben eine Tiefenlage für die Anomalie von etwa 5 km. Für das Vlothoer Massiv nehmen DEUTLOFF et al. (1980) nahezu gleiche Tiefenlage und Alter an. Nach Inkohlungsuntersuchungen von DEUTLOFF et al. (1980) werden die thermisch überprägten mesozoischen Sedimente aus dem Dachbereich beider Plutone der Anchizone zugerechnet. Neben der Diagenese kohligter Partikel gab auch die kristalline Reifung von Illiten und Chloriten (M.&R.TEICHMÜLLER & WEBER 1979, BRAUCKMANN 1984) Hinweise auf die ungewöhnlich starke Erhitzung dieses Bereichs. Authigene Mineralisationen und hydrothermale Ausscheidungen wie Tennantit ($\text{Cu}_{12}\text{AsS}_{13}$), Fluorit, Hämatit, Siderit, Baryt und Pyrit (vgl. BUCHNER & SERAPHIM 1977, ROSE 1983), sowie eine intensive Quarz- (GÖDECKE 1983) und Albit-Authigenese sind im Keuper des Weserberglandes häufig zu beobachten.

1.2 Problemstellung

Die vorliegende Arbeit hatte das Ziel, Fazies und Petrographie des nur durch Bohrungen erschlossenen Keupers im Niedersächsischen Becken, vor allem in dessen Westteil zu untersuchen. Es wurde dabei von den Oberflächenaufschlüssen am Beckensüdrand ausgegangen, wobei die modifizierenden Einflüsse von Verwitterung und der oberkretazischen Aufheizungen im Bereich Bramsche-Vlotho berücksichtigt werden mußten.

Im Becken lagen nur punktuell Ergebnisse von Keuper-Untersuchungen vor. Sie beruhten auf der Kohlenwasserstoff-Exploration und beschränkten sich zunächst im wesentlichen auf das Rhät östlich der Weser (BOIGK 1981). Durch die Erdgasexploration zu Beginn der 50-er Jahre wurden dann auch die weiter westlich gelegenen Gebiete intensiver exploriert. Die im Zuge der Aufschlußtätigkeiten niedergebrachten Bohrungen lieferten im allgemeinen nur Spülproben und geophysikalische Bohrlochmessungen. Bohrkerne wurden vor 1940 nur selten im Rhät gezogen, später wurde es aus wirtschaftlichen Erwägungen ganz unterlassen. Die stratigraphischen (lithologischen) Korrelationen im Keuper erfolgten durch "Log-analysis" und durch die Bearbeitung von Spülproben. Unsicherheiten bei der Abgrenzung zwischen lithologischen Gruppen waren daher unvermeidbar.

Es sollen neben den bisher bekannten Gliederungsmöglichkeiten (geophysikalische Bohrlochmessung, lithologische Abfolge, Sedimentfärbung, Fossilführung) zusätzliche Kenndaten erbracht werden.

Ziel war es, in den Meißelbohrungen eine Formationsgliederung anzustreben. Dies erschien notwendig, da im überwiegenden Teil des Keupers Orthostratigraphie nicht betrieben werden kann. Lediglich im Unteren Keuper (ku) und im Rhät (ko) können durch Palynologie (LUND 1975) bzw. (Mikro-)Paläontologie weitere Differenzierungen getroffen werden.

Beim Vergleich von Becken- und Randprofilen war der Einfluß der Aufheizung im Bereich der Massive von Bramsche und Vlotho zu berücksichtigen. Hierbei ergaben sich vergleichende diagenetische Untersuchungen an Tonmineralen, Karbonaten und authigenen Tektosilikaten.

1.3 Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich von der Niederländischen Grenze im Westen bis zur DDR-Grenze im Osten. Es schließt die Bundesländer Niedersachsen, Bremen, Hamburg, Schleswig-Holstein sowie Teile von Nordrhein-Westfalen ein. Die S-N Erstreckung beginnt etwa auf der Höhe von Münster, Goslar und endet an der Dänischen Grenze.

Dieses Gebiet wird von den Blattschnitten der topographischen Übersichtskarten im Maßstab 1:100000 erfaßt.

C 1114 Sylt	C 1514 Amrum	C 1914 Helgoland
C 1118 Süderlügum	C 1518 Husum	C 1918 Heide
C 1122 Glücksburg	C 1522 Schleswig	C 1922 Rendsburg
	C 1526 Laboe	C 1926 Kiel
	C 1530 Fehmarn	C 1930 Oldenburg
C 2306 Norderney	C 2706 Emden	C 3108 Papanburg
C 2310 Esens	C 2710 Leer	C 3114 Oldenburg
C 2314 Langen	C 2714 Bremerhven	C 3118 Bremen
C 2318 Cuxhaven	C 2718 Bremervörde	C 3122 Soltau
C 2322 Elmshorn	C 2722 HH-Harburg	C 3126 Uelzen
C 2326 Bad Oldesloe	C 2726 HH-Wamsbek	C 3130 Salzwedel
C 2330 Lübeck	C 2730 Gudow	
C 3506 Nordhorn	C 3914 Bielefeld	C 4318 Paderborn
C 3510 Quakenbrück	C 3918 Minden	C 4322 Holzminden
C 3514 Diepholz	C 3922 Hannover	C 4326 Goslar
C 3518 Nienburg	C 3926 Braunschweig	
C 3522 Han.-Nord	C 3930 Helmstedt	
C 3526 Celle		
C 3530 Wolfsburg		

Keuper steht in diesen Gebieten am südlichen Beckenrand in zahlreichen Aufschlüssen der Mittelgebirge an. Es sind die Bereiche: Wiehengebirge, Teutoburger Wald, Weserbergland, Lippisches-Bergland und der Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes (Asse, Lappwald) (Abb.:1).

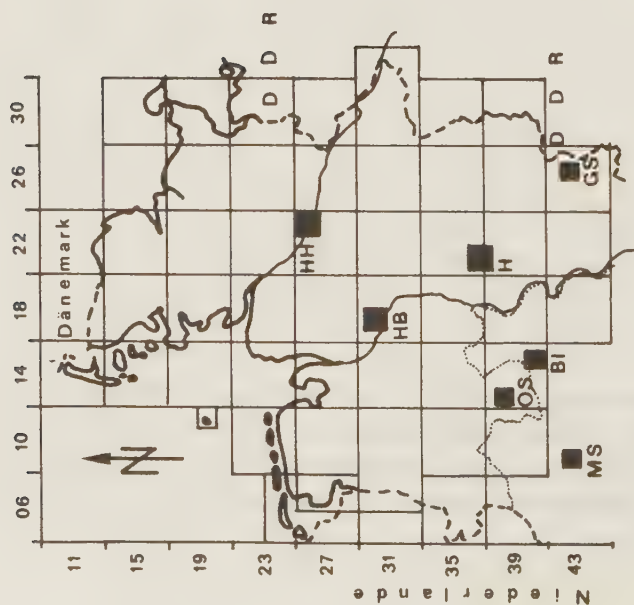


Abb.: 1

Blattschnitte der verwendeten topographischen

Karten 1:100 000

Die vertikalen Zahlen bezeichnen die ersten zwei Ziffern, die Horizontalen die letzten zwei Ziffern der C-Karten Codierung.

BI = Bielefeld

GS = Goslar

H = Hannover

HB = Bremen

HH = Hamburg

MS = Münster

OS = Osnabrück

1.4 Probennahme

Die Probennahme erfolgte in 138 Tagesaufschlüssen im Bereich der Mittelgebirge, am Südrand der Niedersächsischen Scholle (siehe Tab.: 1) (vgl. DUCHROW 1968, 1984, LOOK 1984). Zusätzlich wurden 14 Bohrungen beprobt.

Sie liegen hauptsächlich im Bereich zwischen Ems und Weser sowie im nördlichen Schleswig-Holstein (Abb.: 2,3,4,5).

Das Material lag bei den Erdölfirmer als reduzierte Spülproben vor. Vereinzelt kurze Kernstrecken und reduzierte Kastenproben waren selten.

Ca. 800 Proben wurden petrologisch bearbeitet. Sie wurden in den Bohrungen je nach Gestein in Abständen zwischen 2-20 m entnommen. Salz- und Anhydritbereiche größerer Mächtigkeit wurden nur sporadisch beprobt. Durch diese Probenanordnung sollte festgestellt werden, ob sich in der Petrographie sowohl in der lateralen als auch in der vertikalen Verteilung Änderungen auftreten.

Die Benennung der Proben aus Tagesaufschlüssen erfolgte durch einen numerischen Code (z.B. 17/2). Hierbei bedeutet die erste Zahl das Profil, die zweite Zahl die Probennummer.

Profile	Bereich
1- 99	Osnabrücker Bergland
100-199	Weser, Lippisches-Bergland
200-299	Helmstedt, nördliches Harz-Vorland

Hinzu kamen bereits früher genommene Proben vom Meßtischblatt 3819 Vlotho. Die Benennung erfolgte hier durch eine Kombination von Buchstaben, römischen und arabischen Zahlen (z.B. U III/1). Buchstaben stehen für Orte, römische Ziffern für Profile und arabische Zahlen für Proben.

Die Bohrungskennzeichnung erfolgte durch eine Buchstaben-Zahlenfolge. Buchstaben bezeichnen die Bohrungen, Zahlen die absolute Teufe der bearbeiteten Probe. Im Gegensatz zu den Probenlokalitäten der Aufschlüsse werden Bohrungen sowie ihre genaue Position aus bergrechtlichen Gründen nicht näher bezeichnet.



Abb.: 2 Lage der Probengebiete
und Bohrungen

— Profilstrecke

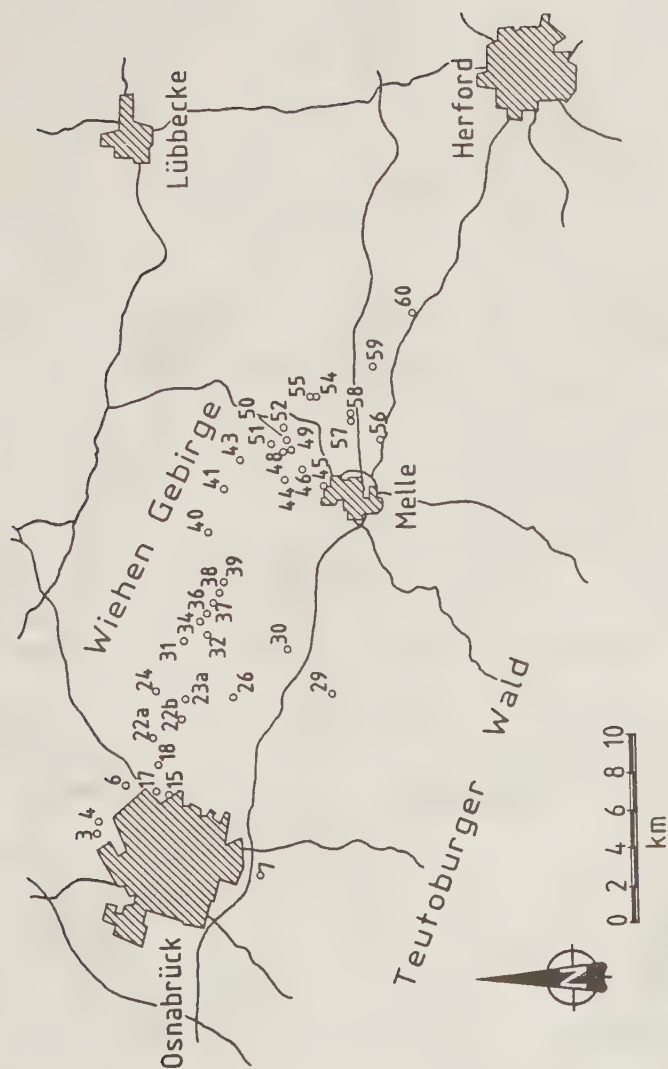


Abb.: 3 Lage der Probennahmepunkte im Bereich des Osnabrücker Berglandes.

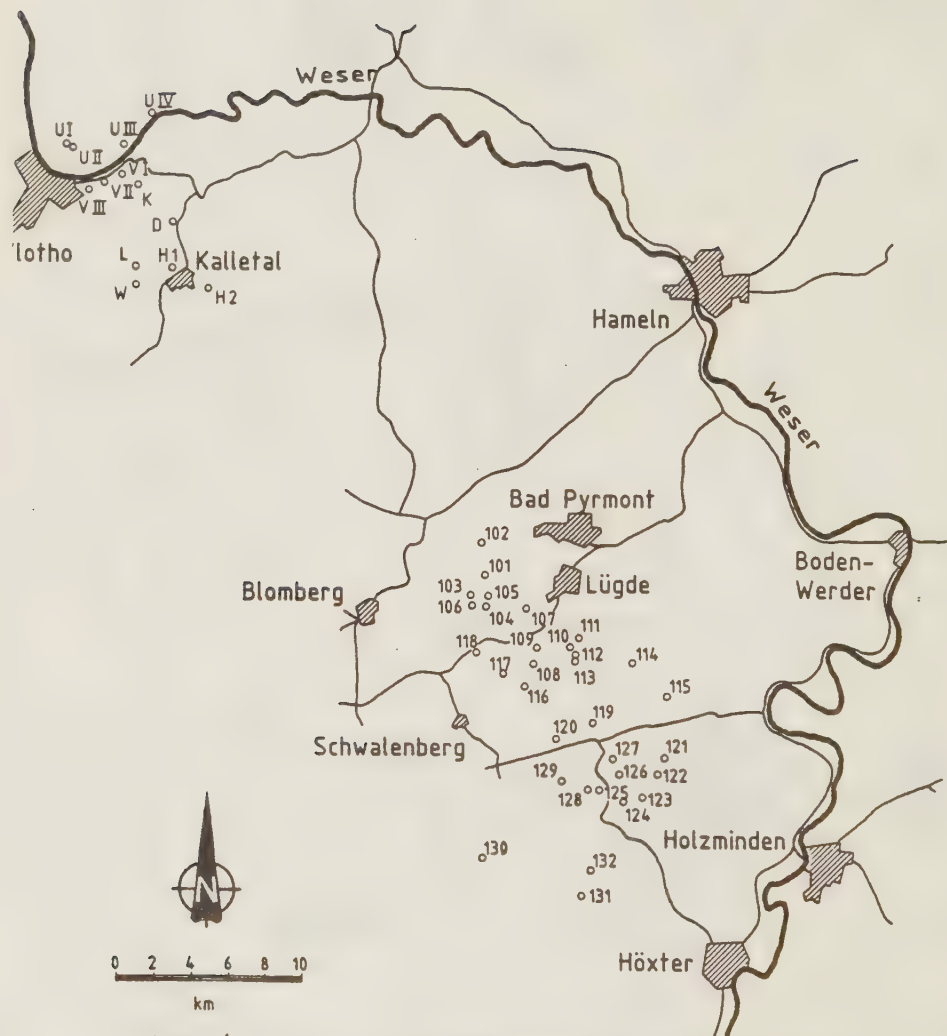


Abb.: 4 Lage der Probennahmepunkte im Bereich Weser, Lippisches Bergland.

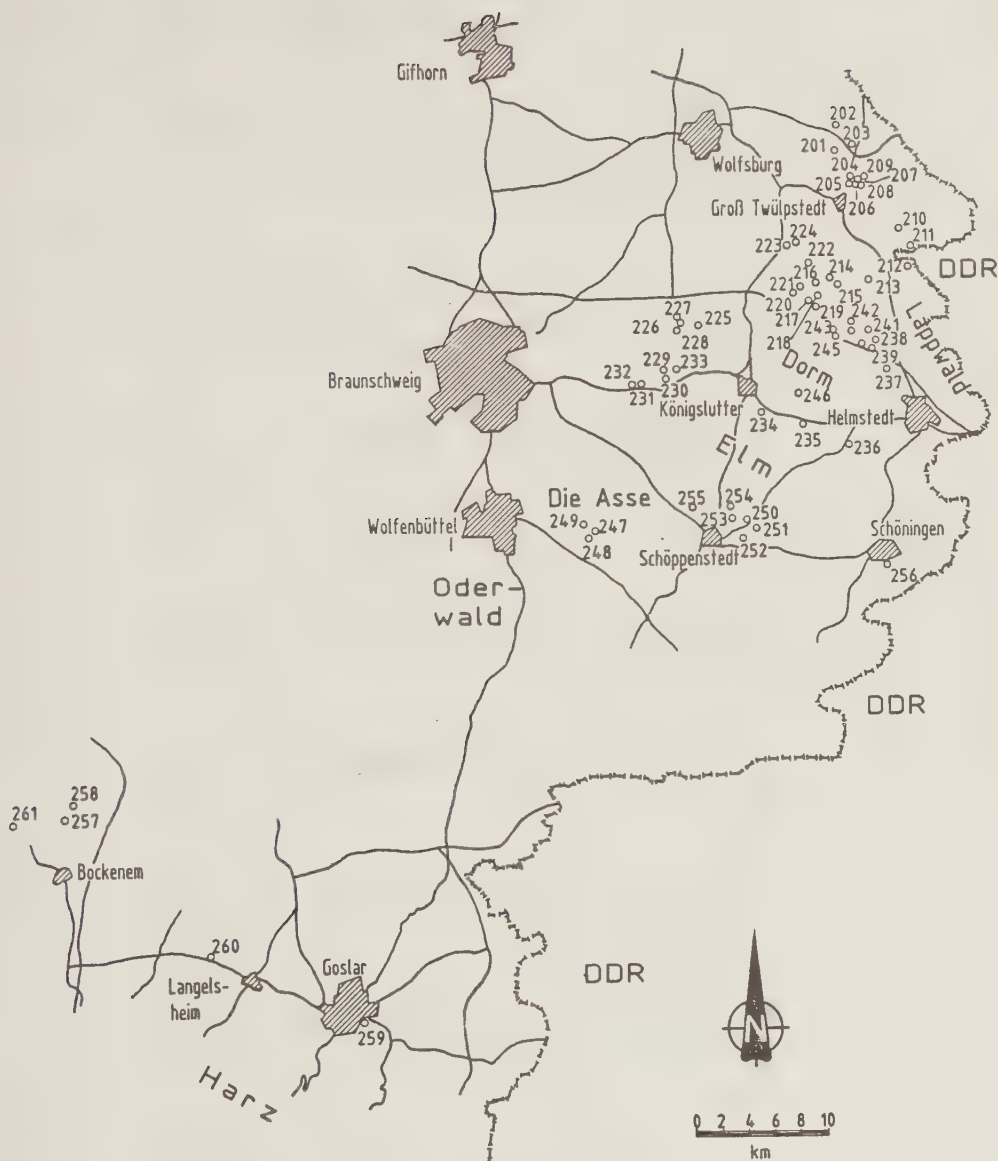


Abb.: 5 Lage der Probenpunkte im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes.

Tabelle 1

Aufschlußverzeichnis

GK 3614 Wallenhorst

- 3 Gut Nette-N, (Weganschnitte),
RW: 36450, HW: 98400
ku1-ku2
- 4 Östricher Mühle, (ehem. Steinbruch),
RW: 37340, HW: 98560
ku1'
- 6 Belm-W, Gehöft Kulmann, (Hohlweg),
RW: 39350, HW: 97340
km1-km2

GK 3714 Osnabrück

- 7 Osnabrück-S, (ehem. Mergelgrube),
RW: 34660, HW: 89920
km1
- 15 Schinkel-NE, (ehem. Mergelgrube),
RW: 38660, HW: 95540
km3
- 17 Belm-WSW, (Straßenanschnitt),
RW: 39050, HW: 96050
km3-km4
- 18 Gretesch-NW, (ehem. Mergelgrube),
RW: 40000, HW: 95660
km3

- 22a Darum-WNW, (ehem. Mergelgrube),
RW: 41780, HW: 95580
ku1'
- 22b Darum-S, (ehem. Steinbruch),
RW: 42800, HW: 94600
km1-km2
- GK 3715 Bissendorf
- 23a Meckelesch-W, (ehem. Steinbruch)
RW: 43860, HW: 94030
km2
- 24 Wellingen, Wellingerhof-W, (ehem. Mergelgrube),
RW: 44260, HW: 95380
ku1-ku1'
- 26 Wissingen-SW, (ehem. Steinbruch),
RW: 44240, HW: 91450
km1-km2
- 29 Holte-S, (ehem. Steinbruch),
RW: 44500, HW: 86280
km2
- 30 Nehmden-W, (ehem. Steinbruch),
RW: 47060, HW: 88500
km1-km2
- 31 Schelenburg-S, (ehem. Steinbruch),
RW: 47460, HW: 94300
km2
- 32 Linne-N, (Bachriß),
RW: 47460, HW: 93060
ko,u-ko,m

- 34 Schledehausen-S, (Böschungsanschnitt),
 RW: 48210, HW: 93600
 km1-km2
- 36 Ellerbeck-N, (Hohlweg),
 RW: 48950, HW: 92700
 km2-km3
- 38 Ellerbeck-ENE, (Straßenanschnitt),
 RW: 50030, HW: 92320
 km2-ko
- 39 Ellerbeck-N, (ehem. Steinbruch),
 RW: 50340, HW: 92010
 km2
- 40 Oberholsten-NW, (ehem. Steinbruch),
 RW: 53200, HW: 92760
 ku1-kul'
- GK 3716 Melle
- 41 Nattenriede-E, (ehem. Steinbruch),
 RW: 55450, HW: 92150
 ko,u
- 43 Sehlingdorf-W, (ehem. Steinbruch),
 RW: 56940, HW: 91150
 km2
- 46 Melle-NNE, (Hohlweg),
 RW: 54950, HW: 86600
 km1-km2
- 49 Barkhausen-W, (Weganschnitt),
 RW: 57520, HW: 88610
 km1-km2

- 50 Barkhausen-NNW, (ehem. Steinbruch),
 RW: 57920, HW: 88860
 km1-km2
- 51 Barkhausen-N, (ehem. Steinbruch),
 RW: 58340, HW: 89230
 km2
- 52 Barkhausen-NE, (ehem. Steinbruch),
 RW: 58650, HW: 88900
 km1-km2
- 55 Düingdorf-WNW, (ehem. Steinbruch),
 RW: 60500, HW: 87400
 km2-km3
- GK 3816 Spenge
- 56 Gerden-E, (ehem. Steinbruch),
 RW: 57820, HW: 83800
 km2-km3
- 59 Riemsloh-E, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 61900, HW: 84250
 km4 - ko,u
- 60 Hoyel-NE, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 64630, HW: 82150
 km4
- GK 3531 Oebisfelde
- 201 Velpke-NW, (Stbr. Körner II)
 RW: 26360, HW: 09340
 ko,m
- 202 Danndorf-N, (ehem. Steinbruch),
 RW: 26460, HW: 11300 ,ko,m

- 203 Velpke-N, (ehem. Steinbruch),
RW: 27680, HW: 09400
ko,m
- GK 3631 Groß Twülpstedt
- 204 Klein Twülpstedt-NW, (Straßenaufschluß),
RW: 27220, HW: 06900
km2
- 205 Klein Twülpstedt-E, (ehem. Steinbruch),
RW: 27500, HW: 06600
km3 - ko,m
- 206 Klein Twülpstedt-E, (ehem. Mergelgrube),
RW: 28200, HW: 06380
km4
- 207 Klein Twülpstedt-E, (ehem. Mergelgrube),
RW: 28060, HW: 06420
km3
- 208 Klein Twülpstedt-E, (Straßenaufschluß),
RW: 28100, HW: 06300
ko,u
- 209 Klein Twülpstedt-E, (Feldmark),
RW: 28240, HW: 06960
km1 - km3
- 210 Rickensdorf-E, (ehem. Steinbruch),
RW: 31040, HW: 02960
ko,m
- 211 Querenhorst-E, (ehem. Ziegelei),
RW: 31800, HW: 01900
ko,m

- 212 Querenhorst-E, (ehem. Steinbruch),
 RW: 31600, HW: 99800
 ko,m-ko,o
- 213 Querenhort-SSE, (Straßenanschnitt),
 RW: 28900, HW: 99400
 ko,o
- 214 Ahmsdorf-NE, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 25800, HW: 99300
 ko,u
- 215 Ahmsdorf-E, (Hohlweg),
 RW: 25940, HW: 98900
 km4
- 216 Ahmsdorf-N, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 24620, HW: 98800
 km4
- 217 Ahmsdorf-SW, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 23960, HW: 97480
 km3
- 218 Ahmsdorf-S, (Straßenanschnitt),
 RW: 24580, HW: 98140
 km4
- 219 Ahmsdorf-S, (Böschungsanschnitt),
 RW: 24450, HW: 97300
 km3
- 220 Rhode-S, (Straßenanschnitt),
 RW: 22740, HW: 98340
 km4

- 221 Rhode-E, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 23500, HW: 98820
 km4
- 222 Bisdorf-NW, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 24240, HW: 00450
 km4
- 223 Almeke-E, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 22600, HW: 01940
 km4
- 224 Almeke-E, (ehem. Steinbruch),
 RW: 23100, HW: 01900
 ko,u
- GK 3730 Königsutter
- 225 Scheppau-NE, (Straßenanschnitt),
 RW: 15740, HW: 96420
 km1
- 226 Scheppau, Mühle Gerhard, (ehem. Steinbruch),
 RW: 14400, HW: 96200
 ko,m
- 227 Scheppau-NW, (Bahnböschung),
 RW: 14360, HW: 96300
 ko,m
- 228 Scheppau-W, (Straßenanschnitt),
 RW: 14400, HW: 95920
 km3
- 229 Gardessen-E, (Straßenböschung),
 RW: 12980, HW: 92880
 km2

- 230 Abbenrode-N, (Straßenböschung),
 RW: 13100, HW: 92280
 km1
- 231 Gardessen-SW, (Straßenböschung),
 RW: 11440, HW: 91400
 km1
- 232 Gardessen-SW, (Straßenböschung)
 RW: 11200, HW: 91600
 km2
- 233 Bornum-NW, (Feldmark),
 RW: 14460, HW: 92780
 ku2
- GK 3731 Süpplingen
- 234 Sunstedt-E, (Straßenböschung),
 RW: 20440, HW: 89800
 ku1
- 235 Süpplingen-SW, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 23740, HW: 88400
 km1
- 236 Frellstedt-NE, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 26800, HW: 87120
 km1
- 237 Emmerstadt-N, (ehem. Steinbruch),
 RW: 29960, HW: 92350
 ko,m
- 238 Barmke-NE, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 29100, HW: 94300
 km4

- 239 Barmke-NE, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 28900, HW: 94200
 km4
- 240 Barmke-N, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 28100, HW: 94500
 km4
- 241 Rottorf-SE, (ehem. Steinbruch),
 RW: 28680, HW: 95600
 ko,m
- 242 Rottorf-SW, (ehem. Steinbruch),
 RW: 27500, HW: 96380
 km4
- 243 Rennau-S, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 25900, HW: 95800
 km3
- 244 Rottorf-SW, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 27000, HW: 95400
 km3
- 245 Rennau-S, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 26400, HW: 95040
 km3
- 246 Domäne Schicklsheim-S, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 22640, HW: 90940
 km1
- GK 3819 Vlotho
- UI Uffeln-N, (ehem. Steinbruch),
 RW: 91580, HW: 84300
 ko,u

UII Uffeln-N, (ehem. Steinbruch),
 RW: 91540, HW: 84000
 ko,u

UIII Borlefzen-W, (ehem. Steinbruch),
 RW: 93300, HW: 82300
 km4

UIV Erder-W, (ehem. Steinbruch),
 RW: 94500, HW: 83000
 km2 - km3

VI Kalldorf-WNW, (ehem. Steinbruch),
 RW: 93060, HW: 80840
 km2 - km3

VII Vlotho-E, (ehem. Steinbruch),
 RW: 92500, HW: 80800
 km2

VIII Vlotho-E, (ehem. Steinbruch),
 RW: 91300, HW: 81300
 km2 - km3

K Kalldorf-NW, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 94200, HW: 80700
 ku2

D Dalbke, (Bachriß, Hohlwege),
 RW: 96010, HW: 77100
 ku1 - ku1'

HI Hohenhausen-W, (ehem. Steinbruch),
 RW: 96200, HW: 75100
 ku1

HII Hohenhausen-E, (Straßenanschnitt),
 RW: 97820, HW: 74200
 ku1'

W Westorf-SW, (Hohlweg),
 RW: 93440, HW: 74040
 ku1'

L Lichtensberg, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 93180, HW: 76000
 ko,u

GK 3829 Wolfenbüttel

247 Dettum-S, (Böschungsanschnitt),
 RW: 08000, HW: 80520
 ko,o

248 Dettum-S, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 07820, HW: 80150
 ku1

249 Groß Denkte-NE, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 06800, HW: 81200
 km4

GK 3830 Schöppenstedt

250 Eitzum-N, (Hohlweg),
 RW: 19100, HW: 81060
 km1

251 Eitzum-SE, (ehem. Steinbruch),
 RW: 19840, HW: 80300
 km2

- 252 Schliestedt-N, (Hohlweg),
RW: 18660, HW: 79640
ko,m
- 253 Schöppenstedt-NE, (Straßenanschnitt),
RW: 17960, HW: 81240
km2
- 254 Sambleben-NE, (Straßenanschnitt),
RW: 17880, HW: 82180
ku1'
- 255 Schöppenstedt-NW, (Straßenanschnitt),
RW: 15000, HW: 82240
km3
- GK 3831 Schöningen
- 256 Schöningen-S, (ehem. Mergelgrube),
RW: 29700, HW: 77420
km1
- GK 3924 Gronau (Leine)
- 261 Lütgenholzen-E, (Bachriß),
RW: 53000, HW: 63820
ku2
- GK 3926 Bockenem
- 257 Schlewecke-N, (Ziegeleigrube),
RW: 77700, HW: 69000
km1
- 258 Wohldenberg-SW, (Straßenanschnitt),
RW: 78780, HW: 70000
km3

GK 4021 Bad Pyrmont

- 101 Eschenbruch-N, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 12160, HW: 58900
 km1
- 102 Hagen-NW, (ehem. Steinbruch),
 RW: 12680, HW: 60580
 ku1
- 103 Eschenbruch-S, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 12080, HW: 57660
 km3
- 104 Eschenbruch-S, (ehem. Steinbruch),
 RW: 12380, HW: 57270
 km2
- 105 Eschenbruch-SE, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 12880, HW: 57560
 km3
- 106 Eschenbruch-S, (Hohlweg),
 RW: 12040, HW: 57000
 km4
- 107 Lügde-SW, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 14940, HW: 56980
 km1
- 108 Harzberg-SE, (ehem. Steinbruch),
 RW: 14920, HW: 53600
 km2
- 109 Lügde-SW, (ehem. Mergelgrube),
 RW: 15400, HW: 54300
 km1

- 110 Lügde-S, (Hohlweg),
RW: 17300, HW: 54800
ku2
- 111 Lügde-S, (ehem. Mergelgrube),
RW: 17600, HW: 54900
km1
- 112 Elbrinxen-N, (ehem. Mergelgrube),
RW: 17520, HW: 54160
km1
- 113 Elbrinxen-N, (ehem. Steinbruch),
RW: 17540, HW: 53820
ku1'
- 114 Sabbenhausen-NE; (Böschungsanschnitt),
RW: 20270, HW: 53910
ku1
- 115 Wörderfeld-S, (ehem. Mergelgrube),
RW: 22380, HW: 52380
km1
- 116 Elbrinxen-W, (Weganschnitt),
RW: 15100, HW: 52660
km4
- 117 Elbrinxen-W, (Weganschnitt),
RW: 13540, HW: 53150
km3
- 118 Harzberg-W, (ehem. Steinbruch),
RW: 11800, HW: 54200
km2

- GK 4027 Lutter a. Bge.
- 260 Langelsheim-W, (ehem. Mergelgrube),
RW: 88720, HW: 58220
km1
- GK 4028 Goslar
- 259 Goslar-E, (ehem. Ziegeleigrube),
RW: 99400, HW: 53600
km4
- GK 4121 Schwalenberg
- 119 Rischenau-NNW, (ehem. Mergelgrube),
RW: 18620, HW: 50680
km4
- 120 Rischenau-NW, (ehem. Steinbruch),
RW: 17400, HW: 50260
ko,u
- 121 Hummersen-S, (ehem. Mergelgrube),
RW: 22760, HW: 48880
km1
- 122 Köterberg-N, (ehem. Steinbruch),
RW: 22360, HW: 47960
km2
- 123 Köterberg-S, (ehem. Mergelgrube),
RW: 22160, HW: 46940
km3
- 124 Niese- E, (ehem. Mergelgrube),
RW: 21140, HW: 46980
km1

- 125 Niese-W, (ehem. Ziegeleigrube),
RW: 19400, HW: 47700
km4
- 126 Biesterfeld-SE, (ehem. Mergelgrube),
RW: 19640, HW: 48300
km3
- 127 Biesterfeld-E, (ehem. Steinbruch),
RW: 19640, HW: 48850
km2
- 128 Langenkamp, (Hohlweg),
RW: 18970, HW: 47620
km4
- 129 Kollerbeck-NE, (ehem. Steinbruch),
RW: 17660, HW: 47640
ko,u
- 130 Bredenborn-N, (ehem. Steinbruch),
RW: 12800, HW: 43460
km1 - km2
- 131 Bremerberg-W, (ehem. Steinbruch),
RW: 18780, HW: 41760
ku1
- 132 Hohehaus-S, (ehem. Steinbruch),
RW: 18840, HW: 42900
ku1'

1.5 Probenaufbereitung

Das aus den Tagesaufschlüssen gewonnene Probenmaterial, sowie die Kernproben und die Bohrungscuttings lagen in unterschiedlichen Verfestigungen vor. Für die weiterführende Bearbeitung war es notwendig, die mineralische Zusammensetzung der Proben zu kennen. Für diesen Zweck wurden XRD-Übersichtsaufnahmen aller Proben durchgeführt. Ca. 500 mg trockenes Probenmaterial wurde jeweils pulverisiert (durchschnittliche Korngröße 0.02 mm) und geröntgt. Die Aufnahmebedingungen für diese Standarduntersuchungen waren: Goniometergeschwindigkeit $1^\circ/\text{min}$, Verstärkung $4 \cdot 10^2$ oder $1 \cdot 10^3$ cps, Zeitkonstante 1 s, Papiergeschwindigkeit 1 cm/min. Es wurde die 1° Blende verwendet. Geröntgt wurde der Bereich zwischen $2-70^\circ$ (2 Theta). Es stellte sich heraus, daß die meisten Proben anschließend entdolomitisiert werden mußten.

1.5.1 Aufbereitung dolomitischer Proben

Bei weniger verfestigten Mergelproben reichte es meist schon aus, die 10 Gramm Probenmaterial in destilliertes Wasser zu geben und leicht mit dem Gummipistill zu drücken, um eine Desintegration zu erreichen. Stärker verfestigte Proben wurden durch die Einwirkung von 10%-iger H_2O_2 zerkleinert. Die in der Suspension verbliebenen Tonaggregate wurden zur weiteren Trennung ca. 24 h in einem Langhalskolben mechanisch geschüttelt. Das Probengut wurde anschließend im Druckfilter von Peroxydresten gereinigt.

Zur Tonmineralanalyse wurden die Proben durch 10%-ige Essigsäurebehandlung (ca 50°C) entdolomitisiert. Nach 4-6 Tagen war der dolomitische Anteil vollständig gelöst, und der nicht karbonatische Rückstand konnte im Druckfilter (Porengröße 0.0006 mm) acetatfrei gewaschen werden.

Zur Gewinnung der Tonfraktion wurde das ATTERBERG-Verfahren benutzt. Tonaggregatbildungen (Ausflockungen) im ATTERBERG-Zylinder konnten durch Zugabe von Na-Pyrophosphat verhindert werden.

1.5.2 Aufbereitung klastischer Proben

Leicht verfestigte Silt- und Sandsteine ließen sich vorsichtig im Mörser zerdrücken; vielfach reichte schon die Behandlung mit destilliertem Wasser. Die weitere Behandlung erfolgte wie in Kap. 4.1 beschrieben.

Stärker verfestigte Sedimentproben wurden im Mörser vorzerkleinert und dann durch H_2O_2 gesprengt. Erhitzen der Suspensionen auf ca. $50^\circ C$ beschleunigt das Zerkleinungsverfahren. Die Temperatur von $50^\circ C$ sollte nicht überschritten werden, da empfindliche Tonminerale und mögliche Zeolithe sich bereits bei ca. 60° – $70^\circ C$ abbauen.

1.5.3 Untersuchungsmethoden

Röntgenanalysen wurden mit einem PHILIPS-Zählrohrdiffraktometer PW 1050/25, 2.2 kW Langfokus Cu-Röhre (35 mA, 45kV), Ni-Filter, Monochromator und Diskriminator) durchgeführt. Je nach Problemstellung wurden 1° oder $1/2^\circ$ Divergenzblenden verwendet. Für die Verstärkung wurden $1 \cdot 10^3$ cps oder $4 \cdot 10^2$ cps gewählt. Die Goniometergeschwindigkeiten lagen bei $1/2^\circ/\text{min}$ bis $1^\circ/\text{min}$. Je nach Fragestellung wurden verschiedene Winkelbereiche zwischen 2 – 70° (2 Theta) abgefahren. Der Papiervorschub des Analogaufzeichnungsgerätes lag bei $1/2$ cm/min bis 2 cm/min.

Für chemische Analysen wurden Röntgenfluoreszenzspektroskopie, Atomabsorptionsspektralphotometrie, Coulometrie, Gasometrie und naßchemische Verfahren eingesetzt, an optischen Methoden wurden Dünnschliffmikroskopie, Streupräparatmikroskopie und Reflexions-Photometrie verwendet. Weitere Angaben findet man bei den jeweiligen Kapiteln.

2. Stratigraphie

2.1 Stratigraphische Grundlagen

Die Fossilarmut des Germanischen Keupers erschwert die genaue Parallelisierung mit den biostratigraphisch korrelierten alpinen Ablagerungen und läßt innerhalb des Germanischen Beckens meist nur eine Gliederung anhand lithologischer Merkmale zu (vgl. GWINNER 1980). Ausnahmen bilden das Rhät und der Unterkeuper. Hierin können biostratigraphische Zuordnungen durch (Mikro-) Fossilien und palynologische Befunde getroffen werden (WILL 1969, LUND 1975).

Für den NW-deutschen Keuper wurde von DUCHROW (1968) eine "provinzial-chronologische" Keuperstratigraphie durch Richtprofile der "Typregion" Weserbergland entwickelt. Hierbei wurden gegenüber älteren Autoren (PFLUCKER 1868, GRUPE 1911, NAUMANN 1915, KISSING 1922, KUMM 1941, SCHOTT 1942, THIERMANN 1959, KESSLER 1966, SCHICKOR 1966, FEHLAU 1967, WILL 1969) in stratigraphischer Hinsicht weitgreifende Untergliederungen vorgenommen. Dies erforderte für die neu ausgegliederten Einheiten eine Nomenklatur wie sie durch die ASCN-Norm (1961) beschrieben wird. DUCHROW (1968) führte diese Gliederung zunächst für den km1 des Weserberglandes durch.

Die Neugliederung des Keupers nach dem ASCN-Code wird für den Osnabrücker Raum in DUCHROW (1984) beschrieben.

Für die stratigraphische Bearbeitung der Bohrungen wurde die bislang von der Erdölindustrie verwendete alte Nomenklatur (mit der Erweiterung von DUCHROW (1968) der von DUCHROW (1984) gegenübergestellt (Abb.: 6). Beide Nomenklaturen sollen hier parallel Verwendung finden .

Für die stratigraphische Zuordnung von gemeißelten Strecken ist die erweiterte Gliederung bis hin zur Horizontbestimmung in vielen Profilabschnitten zu fein. Entsprechend werden dann die Bezeichnungen der Obereinheiten (Sensu DUCHROW 1968, 1984) verwendet.

Diese Nomenklatur wird auf den Keuper des gesamten Beckens angewendet. Auf neue Regionalbezeichnungen wird verzichtet.

Stratigraphische Übersicht des NW-Deutschen Keupers

Duchrow 1968		Duchrow 1984 (Osnabrück)		Will 1969 NW-Deutschland	Moss in Kumm 194 NW-Deutschland	Schott 1942 NW-Deutschland
Lias		Exter - Gruppe	Psilonoten-Tone	unter Psilonoten-S	Lias	Lias
	Psilonoten-Sch		Klosterberg - Glied	Lias		Oberrät-S
	Präplanorbis-S		Vahlbruch	Meiborssen G.		Oberrät-Sdst.
	Glimmersdst.		Form. Ottenstein-Gl.	Triletes-Sch.		u. Oberrät-Sch.
Rhätkeuper (ko)	Gr. Rhätone		Oeynshs.	Hollrup -Gl.	Rhätkeuper	Mittelrät
	u. Rhätone		Form. Deesberg-Gl.	Contorta-Sch.		
	Quarzit Sch.		Rinteln	Bürgerhof-Gl.		
	Vallentrup-H		Form. Herford -Gl.	Postera-Sch.		
Steinmergel- keuper (km4)	Hauptsdst-R	Detmold- Gruppe			Steinmergelkeuper	Unterrät
	Pyritsdst.		Kielsberg F.	Modeburg F.		
	oberer km402		Steinbach -Gl.			
	Steinmk. km403		Schwalenb.	Hagedorn -Gl.		
Rote Wand (km3)	unterer km401	Weser- Gruppe	Vlotho Form.	Valdorf -Gl.	Saurichtys Sch.	Steinmergelkeuper km4
	Steinmk. km402		Rachenau F.	Eschenburg -Gl.		
	obere		Polle	Kollerngrund -Gl.		
	Wand untere		Form. Lehrberg -Gl.	Eschberg -Gl.		
Schilfsand- stein (km2)	Schilfsdst. o	Stuttgart-Gr.	Osnabrück Formation		Oberer Gipskeuper	Schilfsandstein km2
	km2 u		Schledehsn. V. Plessen F.			
Unterer Mittelkeuper, Gipskeuper (i.e.S.) (km1)	Wiehen- o		Bredenborn Formation		Schilfsand- stein	Unterer
	berg m		Oldenburg Formation			
	Schichten u		Vogelsang -Gl.			
	Hummerser Sch.		Hahnen- Klau F.	Hummersen -Gl.	Gipskeuper	Gipskeuper km1
	Mönchsbg. Sch.		Mönchsberg -Gl.			
	Vörden Sch.		Vörden	Voxtrup -Gl.		
	Elbrinzer o		Form. Hungerbg. -Gl.			
	Schichten m		Elbrinzen	Schulenburg -Gl.		
	u		Form. Lothe -Gl.			
	Löwendf. o		Dörenberg -Gl.			
	Sch. u		Löwendorf o			
			Form. u			
Unterer Keuper (ku)	Grenzalamit Reg	Höxter- Gruppe			Unterer Keuper (Lettenkohlen- keuper)	Unterer Keuper (Lettenkohlen- keuper)
	Sdst. Horiz. 3		Papenhöfen-Gl.			
	Haupt- letten Sdst. Horiz. 2		Saumer -Gl.			
	letten Sdst. Horiz. 1		Börsen- G.			
Unterer Keuper (ku)	Anopliophara Sdst.		Kollerbeck -Gl.			
	Hauptalamit		Eilversen -Gl.			
	Unterer Lettenkohlen-sdst.					

• lokal auftretende Schichtlücken

▲ lokals stratigraphische Einheiten im Osnabrücker Bergland

Lew 87

Abb.: 6

Stratigraphische Übersicht des NW-Deutschen Keupers,
umgezeichnet nach Duchrow (1968,1984).

2.1.1 Methodik der Korrelation

Die Bohrungsgliederung der Erdölindustrie beschränkt sich im Keuper bislang auf die Unterteilung in stratigraphische Gruppen (ku, km1, km2, km3, km4, ko). Ausgehend von DUCHROWS Feingliederung und den Standardprofilen im Osnabrücker- und Weserbergland, wurden zunächst weitere Profile aufgenommen und mit ersteren verglichen.

In einem weiteren Schritt kamen Profilaufnahmen von Bohrkernen hinzu, die durch makroskopische Vergleiche korreliert werden konnten.

Bei Bohrungen, die den Keuper durchmeißelten, wurde das Bohrklein (Cuttings) systematisch untersucht und die Gesteinsabfolge aufgenommen. Beginnend mit der Aufnahme im Hangenden von Bohrungen konnten Nachfallkomponenten und Fremdanteile ausgeschieden werden. Gliederungshilfen waren hierbei insbesondere lithologische Wechsel, Festigkeitsunterschiede, Farbwechsel (vgl. Kap. 3), sowie zur Verfügung gestellte geophysikalische Bohrlochdaten. Als grobe Anhaltspunkte für die Korrelation dienten die für den Keuper typischen Feinsandeinschaltungen im ku, km2 und ko.

Hinzu kamen die petrographischen Analysenbefunde von Karbonaten (Kap. 7), Schwermineralen (Kap. 6), Tonmineralen (Kap. 8) sowie Sr- und Bor-Gehaltsuntersuchungen (Kap. 7.8; 9).

Es zeigte sich infolge der hohen Probendichte, daß eng beieinander liegende Proben (Abstand 2-10 m) einer lithologischen Einheit (Formation bzw. Glied) ähnliche petrographische Zusammensetzungen aufweisen. Wechsel zu anderen Einheiten werden durch z.T. sprunghafte, kompositionelle Änderungen angezeigt. Speziell die Tonmineralverteilung erbrachte in den sonst einheitlich wirkenden Evaporitfolgen (ku2, km1, km3, km4) im Zusammenhang mit den oben erwähnten Kriterien die gewünschten Gliederungsmöglichkeiten.

Als Beispiel hierfür sei der lithologische Wechsel zwischen ku2 (Grenzdolomit Region) bis km1E (Elbrinxen Formation) der Bohrung K angeführt (vgl. Abb 9-12).

Form.	Probe	Matr.	Farbe	Dolom.	Ill	I-M	Chl	C-M	Paly
km1E	1665	M	grau	25	43	--	49	5	3
km1E	1675	M	rot	34	47	--	45	6	2
km1L	1685	M	grün	24	53	--	43	3	--
km1L	1690	M	braun	21	54	--	42	4	--
ku2	1695	M+An	rot	21	66	5	25	2	--
ku2	1697	M+An	grau	15	67	6	24	3	--

Angaben in %, M=Mergel, An=Anhydrit, Ill=Illit, I-M=Illit-Montmorillonit, Chl=Chlorit, C-M=Chlorit-Montmorillonit, Paly=Palygorskit

(siehe auch tabellarischer Anhang)

Infolge dieser vergleichenden Untersuchungen konnten Schichtausfälle (z.B. Bohrung C, ku, Abb.: 9) und Störungen (z.B. Bohrung M, km4o, Abb.: 18) in Bohrprofilen festgestellt werden.

2.2 Beschreibung der Gesteinsfolge

2.2.1 Lithologischer Überblick

Die Keupersedimente setzen sich hauptsächlich aus feinklastischen Sedimenten zusammen. Tone und Silte mit dolomitischen Anteilen (Mergel) überwiegen. "Reine" Tone wurden vereinzelt nur in den fluviatilen Abschnitten festgestellt (Lettenkohlsandstein, ku, Höxter-Gruppe; Schilfsandstein, km2, Stuttgart-Gruppe; Rhät, ko, Exter-Gruppe).

"Reine" Silte treten ebenfalls überwiegend in den fluviatil beeinflussten Bereichen des Keuperprofils auf. Daneben sind lokale Vorkommen in der Löwendorf Formation (km1), Unterer Gipskeuper, im Eckberg-Glied (km3), Rote Wand und im Biesterfeld-Glied, Rischenau Formation (km4) des Steinmergelkeupers nachgewiesen worden (Abb.: 7, 8).

Die Sandsteine im Keuper sind auf drei Schichtgruppen begrenzt (Lettenkohlenkeuper, ku, Höxter-Gruppe; Schilfsandstein, km2, Stuttgart-Gruppe; Rhät, ko, Exter-Gruppe). Hierbei überwiegen Feinsandsteine. Sie sind je nach Lokalität als fluviatile Rinnensande (WURSTER 1964) oder marin abgelagert worden (Rhät, westlicher Beckenbereich). Fluviatile Mittelsandstein-Vorkommen lagen lediglich im Mittelrhät (ko,m; Oeynhausens Formation) des nördlichen Harz-Vorlandes vor. Marine Quarzite im Mittelrhät (ko,m; Oeynhausens Formation) konnten durch Fossileinlagerungen in den feinklastischen Zwischenlagen nachgewiesen werden. Im östlichen Beckenbereich dürfte der "Flasersandstein" WILLS (1969) (Grenzbereich ko,m/ko,o; Holtrup-Glied/Ottenstein-Glied) als Feinsandablagerung des Wattenbereichs angesehen werden.

Als Besonderheit wurde im Bereich von Vlotho eine Quarzitlage ca. 6-8 m unter der Rhät-Untergrenze im Steinmergelkeuper (km4ß4) beobachtet. DUCHROW (1968) bezeichnet diesen ca. 0.8-1.2 m mächtigen Quarzit als Kreienberg-Bank.

Mergel kommen als dolomitische, feinklastische Komponenten im gesamten Keuperprofil vor, hauptsächlich jedoch in den evaporitischen Abschnitten des Keupers.

Dolomitlagen können im gesamten Keuperprofil auftreten. In den fluviatil geprägten Abschnitten bilden sie meist innerhalb von Sedimentationszyklen die Hangendlagen aus (Lakustrine Dolomite). Im Bereich der Tagesaufschlüsse erscheinen sie lokal dedolomiti-

siert als Kalzite. Speziell in den evaporitischen Abschnitten können sie beckenrandlich Leithorizonte ausbilden (z.B. Mönchsberg-Bank, km1, Mönchsberg-Glied; Isenberg-Horizont km3). In den Spülproben der Bohrungen wurden sie infolge ihrer geringen Mächtigkeit oder ihrer lateralen Verzahnung mit Mergeln nicht mehr nachgewiesen.

In den Bohrungen wurden Kalzitlagen nur im Steinmergelkeuper (km4B1-2, Hagedorn-Glied, Bohrung O) beobachtet.

Sideritspuren zeigten sich im Rhät (ko, Exter-Gruppe) der Bohrungen. Verwitterte Siderite bzw. Ankerite wurden im Bereich von Herford im Valentruher-Horizont (Börgerhof-Glied) des unteren Rhäts durch BURRE 1920 bereits beschrieben.

Sulfate (Gips, Anhydrit) fehlen in den zutage tretenden evaporitischen Keuperschichten. Statt dessen finden sich "Gipsresiduen" (GRUPE 1911, 86 f., KÜHL 1956, DUCHROW 1984), die durch Auslaugung und anschließende diagenetische Mineralisation von zumeist Kalzit und Quarz in den entstandenen Hohlräumen gekennzeichnet sind (Tab.: 1, Profilpunkt 17). Anhydritlagen und -Knollen wurden nur in Bohrungen innerhalb der Salinarabschnitte festgestellt. Als markante Lage tritt ein Anhydritlager mit Mächtigkeiten von ca. 4-10 m an der Grenze zwischen km3 Rote Wand (Polle Formation) zu km4 Steinmergelkeuper (Rischenau Formation) auf.

Steinsalzvorkommen wurden nur in Bohrungen des tieferen Beckens angetroffen. Steinsalzmächtigkeiten zwischen wenigen Metern bis zu über 100 m (Bohrung J [400 m], O) treten auf.

Konglomerate und Breccien sind im Keuper als intraformationelles Sediment weit verbreitet. Sie können aber nur dort identifiziert werden, wo sich deutliche Unterschiede zwischen den Komponenten und der Matrix zeigen. Konglomerate erscheinen meist an Rinnensohlen von fluviatilen Sandsteinen (z.B. im km2 Schilfsansstein; Schleddehausen Formation) oder in Dolomitsteinlagen des höheren Steinmergelkeupers km4 (Detmold Gruppe). Als markante Breccienlage tritt die KÜHL'sche Breccie an der Basis der Roten Wand km3 (Polle Formation) auf. Sie ist ca. 2 m mächtig. DUCHROW (1984) deutete sie als Auslaugungs- bzw. Kollapsbreccie. Die Spülproben gaben hinsichtlich dieser lithologischen Komponenten keine Hinweise (Abb.: 7, 8).

Legende



bankig
dunnbankig
unregelmäßig gebankt
ungebankt
Floz
Halit
Anhydrit

1. Profilspalte:
Bankung



Pflanzenhacksel
Hämatit
bone beds
Pelecypoden
Gastropoden
Pyrit
Koprolithen
Fischreste
Ostracoden

2. Profilspalte:
Fossilien
Mineralien



Konglomerat
quarzitischer Sandstein
Sandstein
Silt
Ton
Mergel, dolomitisch
Mergel, karbonatisch
Kalkstein
Dolomit
Halit
Anhydrit
Gips
Konkretion, karbonatisch
Karbonatbänder
Konkretion, dolomitisch
Dolomitbänder
Pyritkonkretion
Hämatitkonkretion
Gipskonkretion
Gipsbänder
Anhydritkonkretion
Anhydritbänder
durchwurzelt
Störung, Transgression

3. Profilspalte:
Petrographie



homogen
parallel geschichtet
flaserige Schichtung
Kleinrippeln
Großrippeln
Schrägschichtung
flachlinig laminiert
isolierte Flachlinsen
Trockenriss
durchwühlt

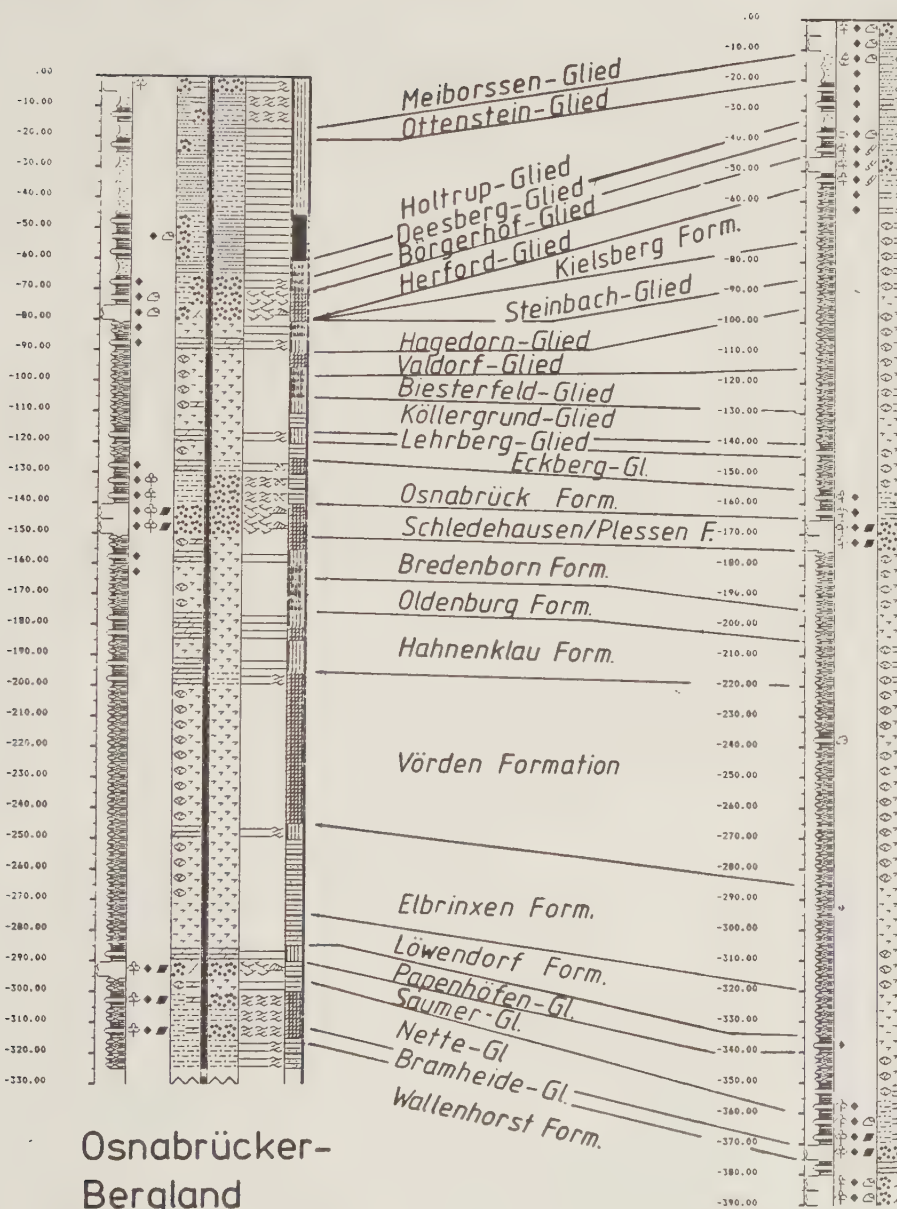
4. Profilspalte:
Schichtung
Sedimenstrukturen



schwarz
dunkel grau
grau, hell grau
grün
graugrün
rot
rotgrün
braun
rotbraun
violett
rotviolett
weiß
gelb

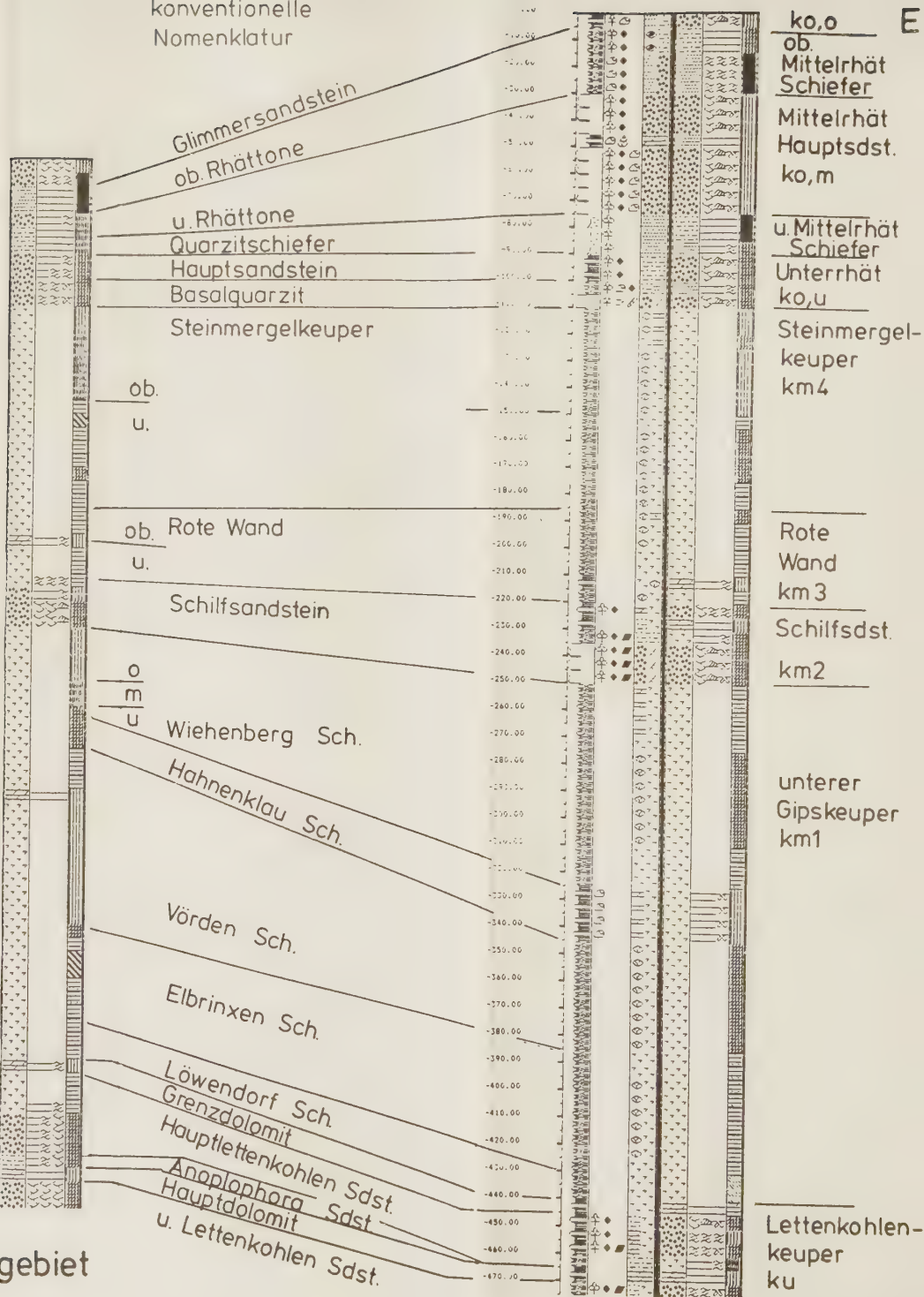
5. Profilspalte:
Farben

Nomenklatur nach
DUCHROW 1984



Osnabrücker-
Bergland

Wese

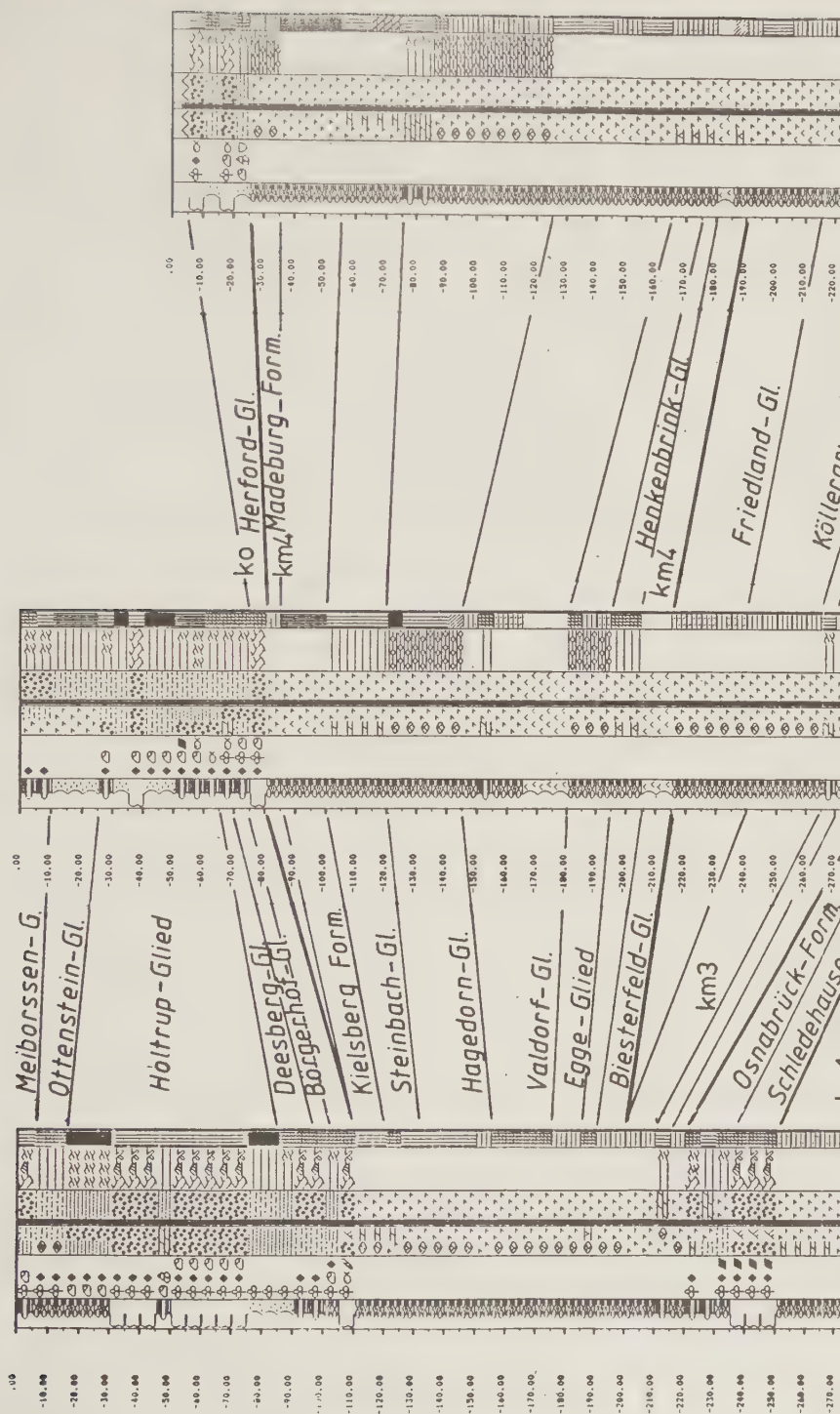


gebiet

S

Schemaprofile

N



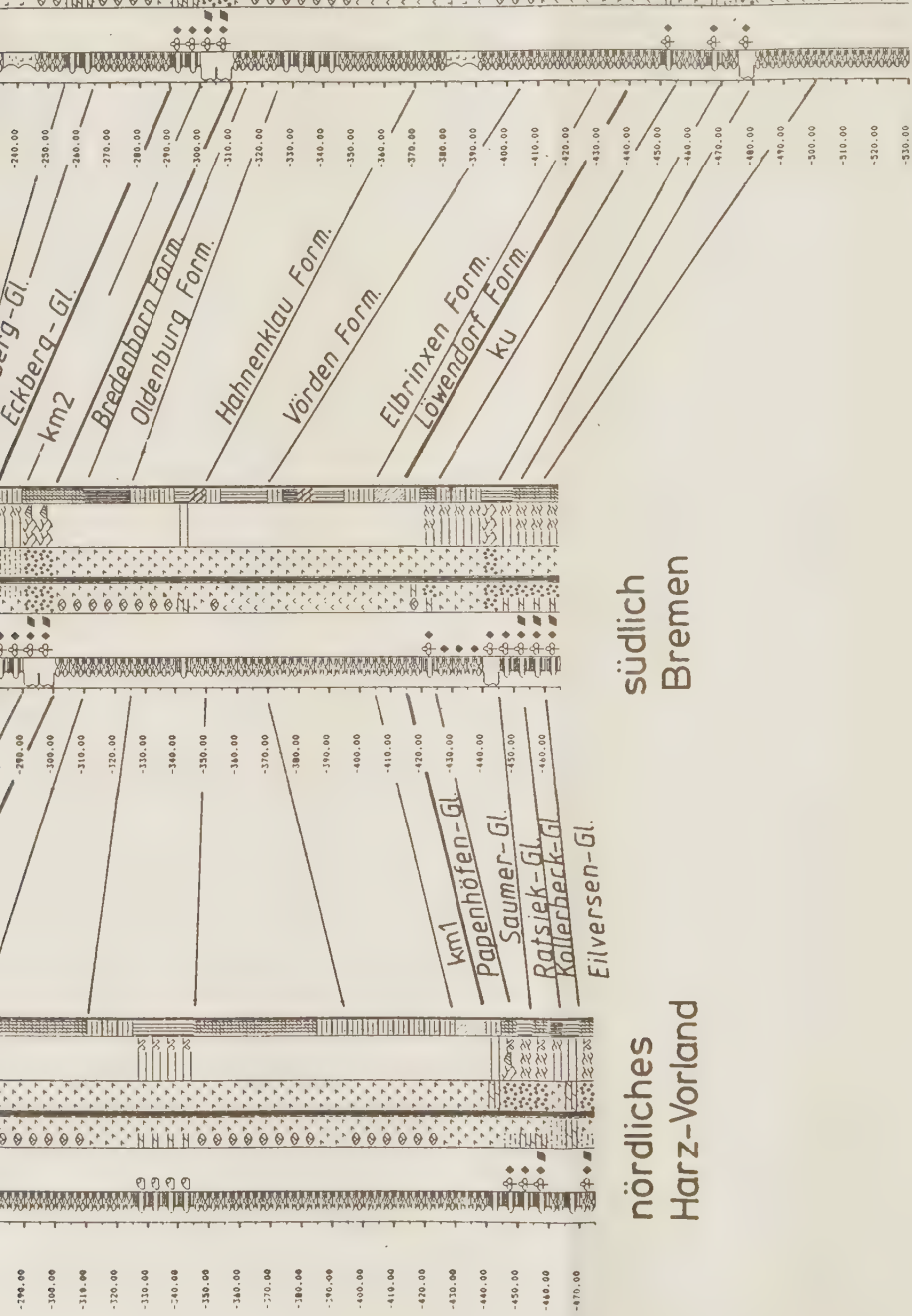


Abb.: 8

2.2.2 ku1, Unterer Lettenkohlenkeuper, Höxter-Gruppe

Eilverseen-Glied, Unterer Lettenkohlsandstein

Beckenrand: ca. 6 m

Becken : bis 35 m

Das unterste Glied der Bödexen Formation (Wallenhorst Formation bei Osnabrück) setzt beckenrandlich im Osnabrücker-Bergland mit rotbraunen Mergeln ein, im Hangenden folgen bunte Mergel und graue, z.T. gelbe Dolomitlagen. Sie können fossilführend sein (Fischreste, Bonebeds). In der lateralen Verbreitung nehmen nach Osten und Norden der Anteil an grauen und grau-grünen Farben in den Sedimenten zu. Bei Osnabrück wird dieses Schichtglied transgressiv vom höher positionierten Bramheide-Siltstein (Anoplophora Sandstein-Äquivalent, ku1) angeschnitten. Gröberklassische Sedimente wurden in diesem Raum nicht beobachtet.

Im Weserbergland folgen nach den "dolomitischen Grenzschiechten" DUCHROWS (1968) ca. 2-4 m über der mo2-Grenze bereits die ersten dolomitfreien Sedimente. Neben feinkörnigen, fossilführenden Sandsteinen (Rinnenablagerungen) treten Silte und eingeschaltete lakustrine Dolomitsteinlagen auf. Graue und grau-grüne Sedimentfärbungen überwiegen. Dieses Bild setzt sich nach Osten, im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes, weiter fort.

In den Bohrungsprofilen des tieferen Beckens nehmen die Mächtigkeiten des Schichtgliedes zu (vgl. Abb.: 9, 10). Über dem mo2 folgen hier graue und grau-grüne Mergel. Im Hangenden folgen Dolomiteinschaltungen und Feinsandsteine mit Spuren von inkohlten Pflanzenresten und Pyrit.

Nördlich von Osnabrück macht sich die Hunte-Schwelle durch Schichtausfälle bzw. Schichtreduktionen bemerkbar (Abb.: 9, Bohrung C). Im nördlichen Schleswig-Holstein wird der Anstieg zum Fünen-Hoch (Abb.: 10, Bohrung O) ebenso durch Schichtausfälle markiert. Weiter östlich und westlich abseits des Schwellenbereichs steigen die Mächtigkeiten des Schichtgliedes auf über 20 m an.

In distaleren Beckenbereichen schalten sich als Äquivalente für dolomitische Horizonte Anhydritlagen ein (Abb.: 10, Bohrung P, M, L).

Kollerbeck-Glied, Hauptdolomit-Region

Beckenrand: ca. 5 m

Becken : bis 10 m

Als Ablagerungsmilieu für die Dolomite und Mergel des Kollerbeck-Gliedes dürfte ein lakustriner bis playaartiger Ablagerungsraum angenommen werden. Beckenrandlich dominieren Dolomite, die im Becken verstärkt in Mergel und Anhydritlagen übergehen.

Am Beckenrand folgt über dem Hauptdolomit der Anoplophora Sandstein. Er ist im Raum Osnabrück siltig ausgebildet (Bramheide-Siltstein). Erst im Gebiet des Weserberglandes, Lippisches-Bergland nimmt der Gehalt an Grobkomponenten zu. Hier treten dickerbankige, fossilführende Feinsandsteine auf mit Bankmächtigkeiten im Meterbereich.

Im nördlichen Harz-Vorland und im tieferen Becken wurde dieses Schichtglied in der Rinnenfazies nicht beobachtet. Der Hauptab-lagerungsraum für diese Schüttungen scheint im Bereich der Hessischen-Senke zu liegen. Die Transportzufuhren hierfür erfolgten wohl von der Rheinischen- und Böhmisches-Masse (RICHTER 1936, KUMM 1941).

2.2.3 kul', Hauptlettenkohlsandstein, Hohehaus Formation

Der Hauptlettenkohlsandstein (sensu GRUPE 1927) läßt sich lithologisch weiter differenzieren. Zwei horizontbeständige dolomitische Einschaltungen in den sonst mergeligen und feinsandigen Sedimenten ermöglichen eine Gliederung in drei Zykllotheme.

Ratsiek-Glied (für Osnabrück: Bramheide-Glied und Nette-Glied),
Sandsteinhorizont 1

Beckenrand: ca. 11 m

Becken : bis 25 m

Im Raum des Osnabrücker-Berglandes entwickelt sich das Bramheide-Glied aus der Wallenhorst Formation durch eine Zunahme des Siltgehaltes gegenüber den unterlagernden dolomitischen Sedimenten. Rotbraune und grau-grüne, plattige Siltsteinlagen dominieren im Liegenden der Schichtfolge (Bramheide-Siltstein). Im Hangenden folgen graue, dolomitische Ablagerungen (Bramheide-Mergel). Die Mächtigkeit des Zykllothems beschränkt sich in diesem Gebiet auf etwa 5 m.

Innerhalb des zweiten Zykllothems folgen der Nette-Siltstein mit dem auflagernden Nette-Mergel. Der Nette-Siltstein ist als Äquivalent zum eigentlichen Hauptlettenkohlsandstein (Ratsiek-Glied) des Wesergebietes zu sehen. Graue und grau-grüne Sedimentfarben herrschen vor. Inkohlte Pflanzenreste, Pyrit und Hämatit sind in den Feinsandsteinen eingelagert. Im Hangenden wird die Schichtfolge durch eine Mergel (Nette-Mergel) abgeschlossen. Sie bildet das Äquivalent zum Dolomit-Horizonts 1 des Wesergebietes.

Im Lippischen-Bergland und nördlichen Harz-Vorland treten im Ratsiek-Glied Feinsandsteine auf. Sie führen inkohlte Pflanzenreste sowie Spuren von Pyrit und Hämatit. Lokal erscheinen die Feinsandsteine quarzitisch zementiert. Bankmächtigkeiten bis zum Meterbereich werden erreicht. Im Hangenden folgen entsprechend zum Osnabrücker-Bergland Dolomite und graue und rotbraune Mergel.

In den Bohrungen des tieferen Beckens (Abb.: 9, 10) ist eine ähnliche Abfolge festzustellen. Lediglich die Mächtigkeit des

Schichtgliedes ist erhöht.

Im Bereich der Hunte-Schwelle erscheint die Sedimentfolge bis auf die Hangend Dolomite reduziert (Bohrung C). In becken tieferen Positionen wird dieses Niveau durch Anhydritlagen gekennzeichnet (Bohrung M, L).

Saumer-Glied, Sandstein-Horizont 2

Beckenrand: ca. 3-10 m

Becken : bis 33 m

Im Liegenden des Schichtgliedes treten vermehrt Silt und Feinsandsteine auf. Sie sind z.T. quarzitisch zementiert und zeigen rotbraune auch grau-grüne Färbung. Inkohlte Pflanzenreste, Durchwurzelung, Spuren von Pyrit und Hämatit wurden im Beckenrandbereich beobachtet.

Im Hangenden des Zyklolithems sind hauptsächlich Mergel, vereinzelt auch Dolomite eingeschaltet. Bunte Farbfolgen dominieren am Beckenrand.

In den Bohrprofilen des tieferen Beckens sind es graue und grau-grüne Farbtöne. Auch hier erscheinen im Liegenden Feinsandsteine, denen im Hangenden ein mächtiges Mergelpaket folgt. Gelegentlich konnten Dolomithorizonte in diesem Abschnitt nachgewiesen werden (Abb.: 9,10).

Schwellenpositionen scheinen sich in diesem Niveau nicht mehr durch Schichtreduzierungen bemerkbar zu machen.

Unteres Papenhöfen-Glied, Sandstein-Horizont 3

Beckenrand: ca. 0.5-3 m

Becken : bis 20 m

Der untere Abschnitt des dritten Zyklolithems im Hauptlettenkohlsandstein (ku1') wird beckenrandlich durch Silte und Feinsandsteinlagen aufgebaut. Graue und grau-grüne Farben überwiegen. Spuren von Durchwurzelung sind im Gestein häufig.

Im tieferen Becken scheinen die Silt- und Feinsandsteinlagen nicht mehr generell ausgebildet zu sein (Abb.: 9, 10; Bohrung B,

J, P, N). Sie werden durch z.T. bunte Mergel und Anhydritlagen vertreten. Das Fehlen der Feinsandsteinlagen im Beckentiefsten läßt vermuten, daß diese Sedimente wiederum nur von den angrenzenden Hochgebieten ins Becken geliefert wurden (KUMM 1941).

2.2.4 ku2, oberes Papenhöfen-Glied, Grenzdolomitregion

Beckenrand: ca. 5-7 m

Becken : bis 23 m

Im Osnabrücker-Bergland wird die Schichtfolge durch rotbraune Mergel und harte Dolomitsteinbänke aufgebaut. Im Hangenden können mehrere Residualknollenlagen eingeschaltet sein. Sie bilden das Äquivalent zum Fürstenauer-Horizont (Dolomithorizont) des Wesergebietes. Fossilfunde von *Myophoria goldfussi*, *Gervilleia substratiata*, Fischreste und Pellets sind aus diesem Horizont bekannt (GRUPE 1907, STILLE & MESTWERDT 1935, DUCHROW 1968).

Die Bohrungen zeigten identische Sedimentfolgen. Beckenrandlich schalten sich im Liegenden zunächst noch Dolomitlagen ein, die zum Hangenden in Anhydrit-(Knollen)-Lagen übergehen. Im tieferen Becken erscheinen hier als Äquivalente mächtigere Anhydritlagen (Abb.: 9, 10; Bohrung B, L). Rotbraune Mergelfarben herrschen vor.

Die Obergrenze des dritten Zyklolithems zum auflagernden Gipskeuper km1L (Löwendorf-Glied) wird am Beckenrand durch den Fürstenauer-Horizont markiert. Im tieferen Becken erfolgt die Grenzziehung durch einen signifikanten Farbumschlag der Mergelfarben von rotbraun zu dunkel braun. Dieser Farbumschlag wurde in nahezu allen Bohrungen gefunden (Ausnahme Bohrung C, starke Aufheizung durch das Bramscher Massiv).

Die Grenzdolomitregion zeigt nach den randlich mehr fluviatil bis lakustrinen Sedimenten des ku1' einen Umschlag zum flachstmarinen (Fossilfunde s.o.; SCHMIDT 1928, Mc KERROW 1981) bis lagunären Milieu. Durch die vorherrschenden klimatischen Bedingungen entstand der evaporitische Charakter des Ablagerungsraumes.

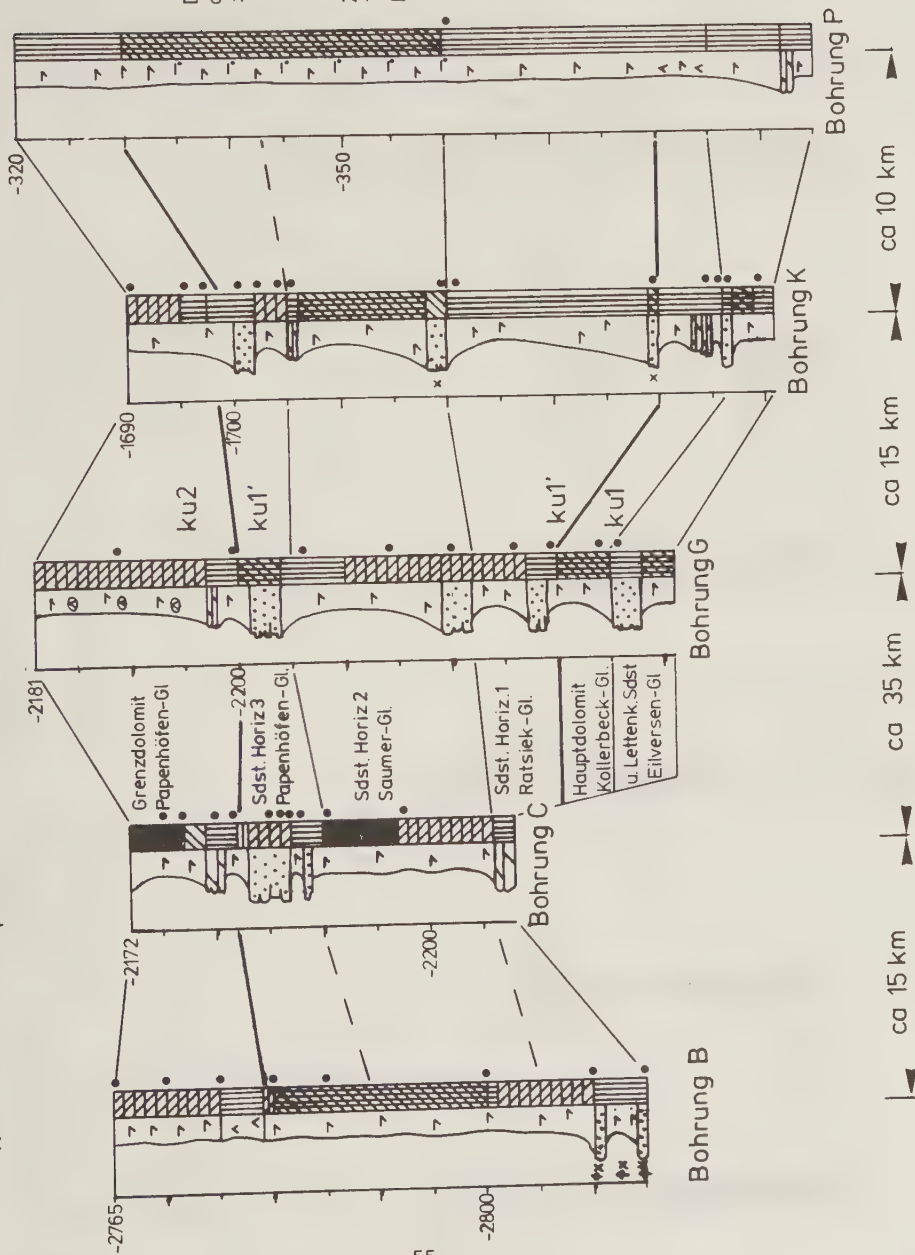
Legende

	Sandstein		schwarz
	Siltstein		grau
	Tonstein		grün
	Mergelstein		grau-grün
	Dolomit		rot
	Kalzit		braun
	Anhydrit		rotbraun
	Steinsalz		violett
	Anhydritkonkretion		rotviolett
	Toneisensteinkonkretion		weiß
	Pyrit		gelb
	Pflanzenreste		
	Gastropoden		
	Pelecypoden		
	Fischreste		
	Ostracoden		
	Störung, Transgression		
	Probenniveau		

mit eingebunden= abseits liegende Profile auf Profillinie projiziert

Bohrprofile im ku / Lettenkohlenkeuper/ Hörter - Gruppe

W



Die Bohrungen wurden
aus Cuttings
zusammengesetzt.

Zur Korrelation wurden
Tonmineralanalysen
herangezogen.

ca 15 km

ca 35 km

ca 15 km

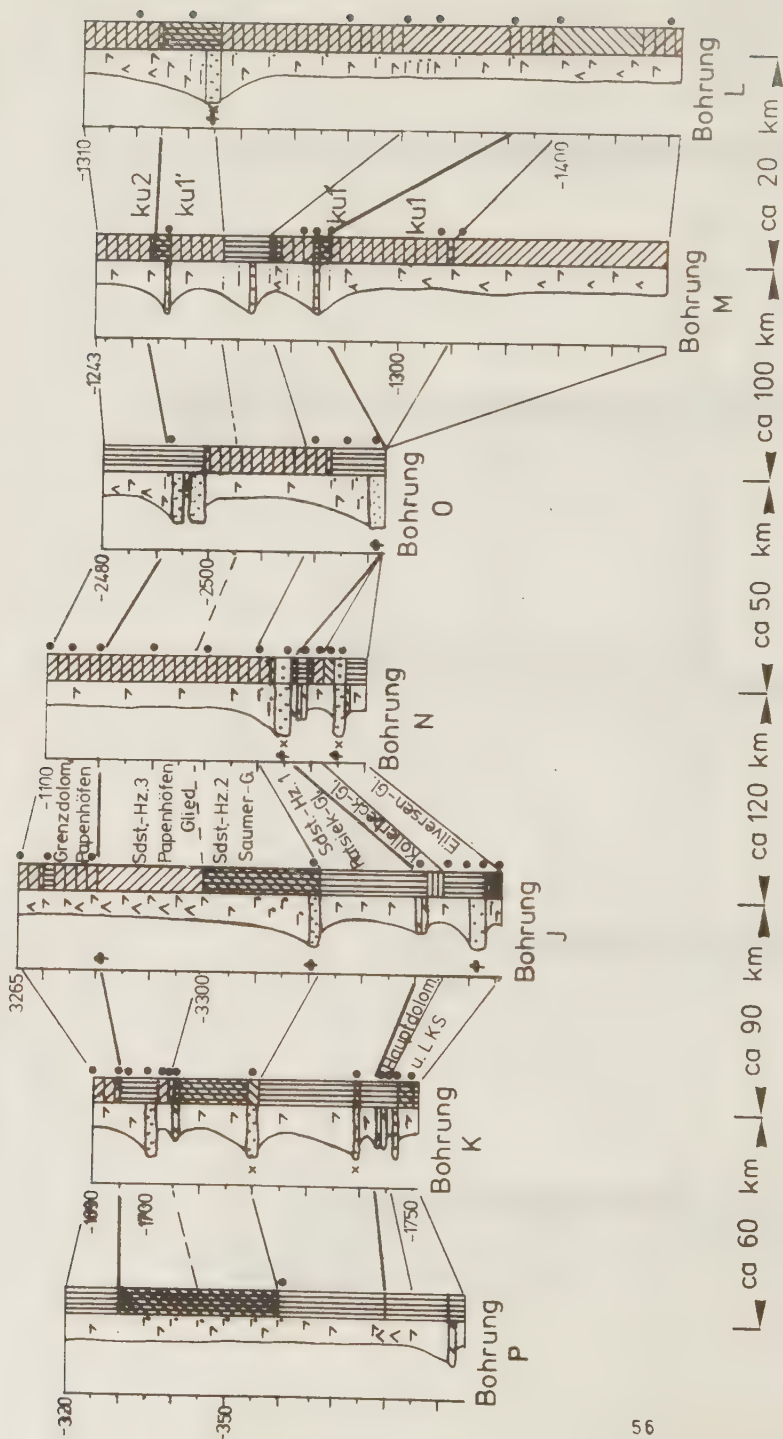
ca 15 km

ca 10 km

1

Bohrungen mit eingebunden

Abb.:9



S Bohrprofile im ku / Lettenkohlsandstein / Höxter-Gruppe N

Die Bohrungen wurden aus Cuttings zusammengesetzt.
Zur Korrelation wurden Tonmineralanalysen herangezogen.
Bohrungen mit eingebunden

2.2.5 km1, Unterer Gipskeuper, Grabfeld-Gruppe

Beckenrand: ca. 120-153 m

Becken : bis 1343 m

Der Untere Gipskeuper (Grabfeld-Gruppe) wird zum überwiegenden Teil von Mergeln aufgebaut. Eingeschaltet erscheinen Dolomite, Anhydrit-(Knollen)lagen und Steinsalzablagerungen (z.T. mit hoher Mächtigkeit). In den Tagesaufschlüssen sind die Anhydritausfällungen infolge von Auslaugungs- und Verwitterungsvorgängen in (Gips-)Residuale (Knollen oder Knollenlagen) umgewandelt.

Die Liegendgrenze der Grabfeld-Gruppe wird, vergleichbar mit dem Süddeutschen Keuper ans Dach des Grenzdolomits (ku2) gelegt (vgl. Kap. 2.2.4). Kennungskriterien bilden hierfür der Fürstenaauer-Horizont (ku2, Wesergebiet), das Einsetzen von Residual-lagen (Bereich Osnabrück) sowie in den Bohrungen ein markanter Farbwechsel von rotbraunen zu dunkel braunen Sedimentfarben.

Die Obergrenze der Grabfeld-Gruppe wird durch einen lithologischen Wechsel von Mergeln (km1) zu Silten und Feinsandsteinen (km2) (Übergangsschichten THURACHs 1889,90, Osterhagen-Horizont DUCHROWS 1984) gekennzeichnet.

Löwendorf Formation, km1L

Beckenrand: ca. 11-13 m

Becken : bis 25 m

Im Beckenrandbereich wird die Formation durch bunte Mergel aufgebaut, die sich im Gefüge bankweise unterscheiden (lagig-bröckelig). In den Mergeln eingelagert erscheinen ausgelaugte Gipsresiduen (Lagen, Knollen) sowie Reißbrecciengefüge. Am Top der Löwendorf Formation liegt in diesem Bereich ein brauner Mergel-Horizont (ca. 0.3 m).

Die Bohrprofile des tieferen Beckens zeigen hinsichtlich der lithologischen Ausbildung Übereinstimmungen mit dem Randbereich. Allerdings sind die Residuallagen noch in ihrem Primärzustand als Anhydritausbildung erhalten. Der Anteil an dunkel braunen Mergeln scheint in den Bohrungen gegenüber den Randlagen jedoch höher zu sein (Abb.: 11, 12). Im Bereich des Bramscher Plutons wird die Löwendorf Formation von dunkel grauen bis schwarzen, sehr harten

Mergelsteinen aufgebaut. Vermutlich wurden hier die Sedimentfarben infolge von Fe-Reduktionen sekundär verändert (Bohrung C). Die Löwendorf scheint im tieferen Becken lateral generell ausgebildet zu sein. Lediglich im Anstieg zum Fünen-Hoch (Bohrung O) konnte die Formation nicht nachgewiesen werden.

Elbrinxen Formation, km1E

Beckenrand: ca. 23-35 m

Becken : bis 290 m

Beckenrandlich setzt die Sedimentation mit rotbraunen, bröckeligen Mergeln ein (Dörenberg-Glied). Eingeschaltet sind Residualknollen und -Bänder. Auflagernd folgt eine bunte Mergelserie die im liegenden, im mittleren und im oberen Abschnitt grüne Mergelfarben aufweist (Lothe-Glied). Als Zwischenschichten sind rotbraune Mergel eingelagert. Das Schulenburg-Glied bildet den hangenden Abschnitt der Elbrinxen Formation. Es wird durch rotbraune, grau-grüne, graue und violette Mergelbänke aufgebaut. Am Top erscheinen vermehrt plattig ausgebildete Residualbänke und -Lagen.

Die Farbabfolge (rotbraun, grau-grün/grau, grau) läßt sich in den Bohrprofilen im entsprechenden Niveau wiederfinden (Abb.: 11,12). Anhydrit ist in Form von Knollen, dünnen Lagen oder als Bänke (bis 9 m; Bohrung B) in den Mergeln eingelagert. Die Formation ist in der lateralen Verbreitung bis auf den Anstieg zum Fünen-Hoch allgemein ausgebildet. Im Bereich der Bohrung O scheint die Elbrinxen Formation bis auf die obersten 10 m (Schulenburg-Glied) reduziert zu sein.

Vörden Formation, km1V

Beckenrand: ca. 48 m

Becken : bis 740 m

Die Vörden Formation ist im Beckenrandbereich reich an Anhydrit-Residuen. Die Schichtfolge beginnt im Liegenden mit grau-grünen Mergeln, die nur sehr geringmächtig ausgebildet sind (3-4 m;

Hungerberg-Glied). Dieses Schichtglied ist im Osnabrücker Raum nicht aufgeschlossen. Infolge der Anhydritauslaugung sind die auflagernden Schichten verrutscht und schlecht erschlossen. Die obere Vörden Formation (Voxtrup-Glied) zeigt farblich eine Zweigliedrung die etwa die Hälfte der Einheit markiert. Das Liegende wird durch bunte, das Hangende wird durch überwiegend graue Mergel gebildet (vgl. HAUSCHKE 1982,1985, KLUTH 1894). Die Bohrprofile des tieferen Keuperbeckens zeigen, identisch zur Beckenrandsituation hohe Anhydritmächtigkeiten (Abb.: 11, 12; Bohrung G). Infolge erhöhter Evaporation wurden in diesem Abschnitt, im Becken tiefsten (Bereich nördlich Bremen) Steinsalz (bis 510 m) ausgeschieden. Die Farbfolge in den Mergeln scheint auch hier in weiten Bereichen mit der des Beckenrandes korrelierbar zu sein (Abb.: 11, 12). Schwellenpositionen machen sich in diesem Niveau nicht mehr durch Schichtreduktionen bemerkbar.

Hahnenklau Formation, km1H

Beckenrand: ca. 17-29 m

Becken : bis 150 m

Die Hahnenklau Formation wird in der Beckenrandposition hauptsächlich aus grau-grünen Mergeln im eingelagerten Residualknollenlagen aufgebaut. Sie reichern sich besonders im mittleren und oberen Abschnitt der Sedimentfolge an.

Das Liegende der Formation bildet das Mönchsberg-Glied. Es wird durch graue bis grau-grüne z.T. auch rotbraune Mergel gebildet. Residuallagen sind in die Mergel eingeschaltet. Als Leithorizont dieses Niveaus erscheint am Top des Schichtgliedes ein lateral weit aushaltender Dolomit-Horizont (Mönchsberg-Bank). Sie ist ca. 1.5 m mächtig und im Gelände reliefwirksam. Etwa 3-4 m unterhalb dieses Horizontes erscheint als weiterer dolomitischer Horizont die Köterberg-Bank.

der Abschnitt des Hummensen-Gliedes wird im Bereich der Tagesaufschlüsse überwiegend aus grau-grünen Mergeln und grauem Residualgrus gebildet.

Die Hahnenklau Formation wird im Hangenden durch das Vogelsang-

Glied abgeschlossen. Es besteht zum überwiegenden Teil aus grau-grünen Mergeln mit Einlagerungen von Residualgrus.

Die Profile des Beckentieferen zeigen hinsichtlich der Mergelfarben keine Einheitlichkeit. Jedoch erscheint im Grenzbereich zur Rheinischen-Masse die grau-grün Färbung in diesem Niveau zu Überwiegen. Zum Becken tieferen schalten sich vermehrt auch rotbraune Farben ein. Die Leitbänke im Bereich der Mönchsberg-Gliedes konnten im tieferen Becken nicht nachgewiesen werden, jedoch erscheinen möglicherweise Äquivalenthorizonte im Anstieg zum Fünen-Hoch (Abb.: 12; Bohrung O). Anhydritknollenlagen sind wie im Randbereich häufig in den Mergeln eingelagert.

Im Bereich der Bohrung K scheint die Hahnenklaus-Formation stark reduziert zu sein. Da sie nicht im Einflußbereich von Schwellen positioniert ist, kann die Schichtreduktion möglicherweise durch Störungen erklärt werden. Im Anstieg zu Fünen-Hoch werden die Schichtmächtigkeiten nur in geringem Maße verringert (Bohrung O, M).

Oldenburg Formation, km1 O

Beckenrand: ca. 6-12 m

Becken : bis 60 m

Die Oldenburg Formation wird im Beckenrandbereich durch graue und schwarz-graue Mergel aufgebaut. Eingeschaltet sind zahlreiche dolomitische Bänke sowie Residuallagen. Durch die starke Erosionswirkung des Schilfsandsteins (km2, Stuttgart-Gruppe) in seiner Rinnenausbildung (Schledehausen, Plessen Formation, siehe Kap. 2.2.6) kann die Oldenburg Formation bis auf die Hälfte der Mächtigkeit reduziert sein (lokal wird die Eicken-Bank vom Schilfsandstein erosiv erfaßt). Im Liegenden der Schichtenfolge wurde sowohl im Raum Osnabrück als auch im Wesergebiet der Dolomit-Horizont der Eicken-Bank nachgewiesen (DUCHROW 1984, HAUSCHKE 1982), der in Verbindung mit einer an der Basis lokal auftretenden Residuallage (ca. 2 m) eine Abgrenzung zum Liegenden ermöglicht.

In den Bohrprofilen des tieferen Beckens wird die Oldenburg

Formation durch graue und grün-graue Mergel aufgebaut. Anhydritvorkommen sind im den Mergeln eingelagert. Im tieferen Beckenbereich schalten sich vermehrt auch rotbraune und braune Mergellagen ein (Abb.: 11, 12; Bohrung J, N). Ebenso wie im Randbereich scheint die Sedimentfolge nur lokal vollständig zu sein (Bohrung C, P, J, N). Durch die erosive Wirkung des Schilfsandsteins wurden auch hier die Mächtigkeiten lokal erheblich reduziert.

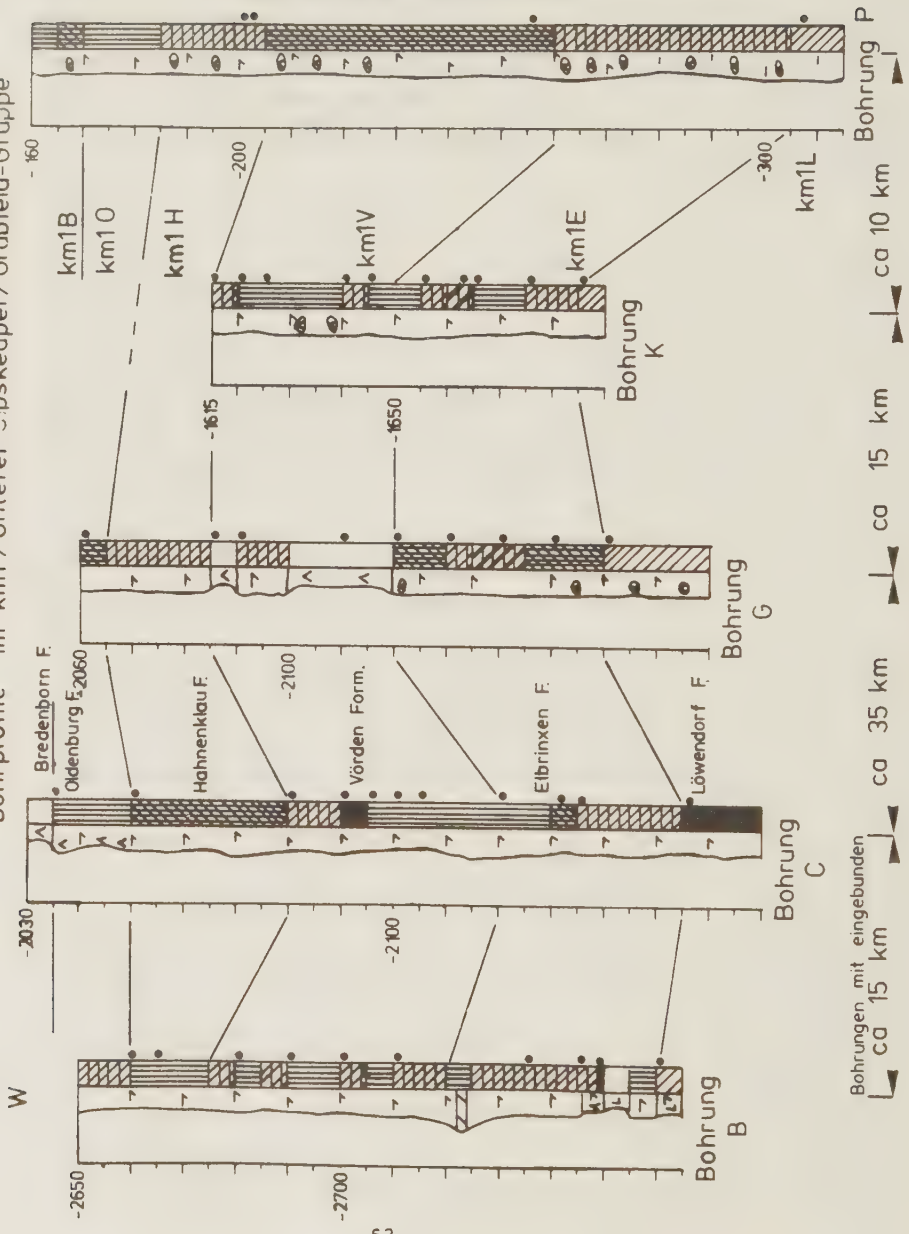
Bredenborn Formation, km1B

Beckenrand: ca. 0-18 m

Becken : bis 108 m

Die Bredenborn Formation ist durch das erosive Einschneiden der Schilfsandsteinrinnen (km2S, Schledehausen, Plessen Formation) teilweise oder ganz abgetragen worden. Beckenrandlich treten graue und grau-grüne Mergelfarben in Erscheinung. Residuale und zum Teil dünne Gipslagen (Tab.1; Profil VIII) treten horizontal auf. Der Übergang zum Schilfsandstein ist am Beckenrand stets scharf ausgebildet. Dabei nehmen die Anteile evaporitischer Sedimente zugunsten feinklastischer, fluviatiler Ablagerungen ab. Dieses Bild läßt sich entsprechend auf die Bohrprofile (Abb.: 11, 12) übertragen. Lediglich im Becken erscheinen rotbraune Mergel innerhalb der Schichtfolge (Bohrung J, N).

Bohrprofile im km1 /Unterer Cipskeuper/ Grabfeld-Gruppe



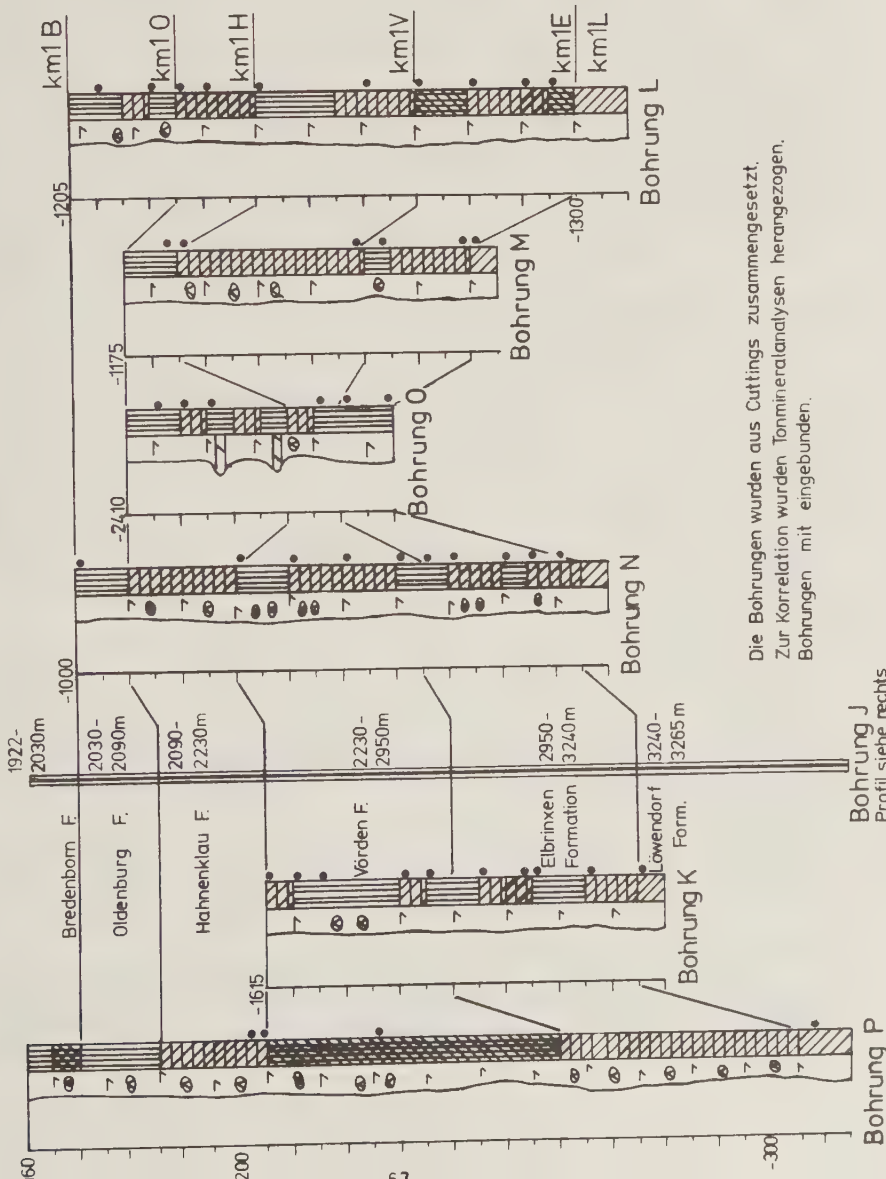
Die Bohrungen wurden aus Cuttings zusammen gesetzt.
Zur Korrelation wurde Tonminerallanalysen herangezogen.

Abb 11

Bohrprofile im km1 / Unterer Gipskeuper / Grabfeld-Gruppe

N

S



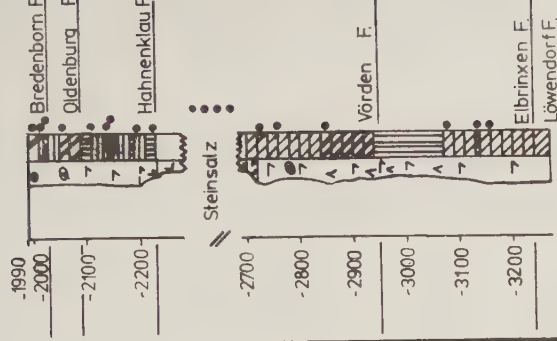
Die Bohrungen wurden aus Cuttings zusammengesetzt.
Zur Korrelation wurden Tonmineralanalysen herangezogen.
Bohrungen mit eingebunden.

Bohrung J
Profil siehe rechts

Bohrung P



Bohrung J



2.2.6 km2, Schilfsandstein, Stuttgart-Gruppe

Beckenrand: ca. 10-35 m (Stromrinnen) max. bis 60 m

Becken : ca. 10-35 m (Stromrinnen) max. bis 90 m

Der Schilfsandstein (km2, Stuttgart-Gruppe) zeugt innerhalb der Mittelkeuperlithologie von einem abrupten Fazieswechsel von einem mehr evaporitischen Sepkha-Milieu, zu einem verstärkt fluviatil bis lakustrin, limnischen Milieu.

Die Schüttungen erfolgten überwiegend vom skandinavischen Festland. Die vorherrschende Vorbaurichtung der Sedimente war allgemein N-S bis NNE-SSW gerichtet (DUCHROW 1984, WURSTER 1964). Die Sedimentation des Schilfsandsteins ins Germanische Becken erfolgte sehr schnell. Für die Strecke Hamburg/Basel gibt WURSTER (1964) die Zeit von ca. 12000 Jahren an. Um Sedimentmächtigkeiten von ca. 90 m (Becken) auszubilden, kann man ein energiereiches Milieu annehmen. Infolge dessen griff der Schilfsandstein erosiv in die unterlagernde Grabfeld Gruppe und bildete mehr oder weniger lineare Strömungsrinnen aus (700- >2000 m Breite), die bis zu etwa 25 m (Abb.: 13, 14) die obersten Glieder des km1 (km1 O, km1B) abhobelten. Als Folge entstand das weit verzweigte Flußrinnennetz mit eingelagerten Flußinseln (DUCHROW 1984, KRUCK & WOLFF 1975, WURSTER 1964) (Abb.:25).

Bereits THURACH (1889,90) unterschied eine "Flutfazies" gegenüber einer "Normalfazies" (Rinnenfazies, Stillwasserfazies WURSTERS 1964) aus.

Durch Rinnentalverlagerungen wurden ehemalige Rinnen in inaktive Altarme mit dunklen Siltablagerungen umgewandelt (Stillwasserbereiche). Bereits existierende Rinnen konnten lokal von verlegten Channels gekreuzt werden. Es entstanden Strömungsknoten mit besonders mächtigen Rinnenablagerungen (GALLOWAY & HOBDAY 1983, CANT 1982, SCHUMM 1977).

Als weitere Faziesausbildungen erscheinen infolge von ausgebrochenen Flußläufen und Überflutungen (crevasse splays-, chute bar- und floodplain-Sedimente (COLLINSON 1986), die sich mit der Rinnenfazies räumlich verzahnen.

Das Ablagerungsmilieu im unteren Schilfsandstein (km2S) dürfte mit dem Upper-Delta-Type HORNE et al. (1978), sowie dem "fluvial dominated Delta" ELLIOTs (1986) vergleichbar sein. Hierfür

spricht das generell als Feinsandstein auftretende Rinnensediment, sowie die "fining upward" Gradierung innerhalb von Schichtbänken. Die Feinkörnigkeit des Sediments spricht gegen ein braided river system.

Gegen das Deltadachmodel sprechen die tief einschneidenden Erosionsrinnen an der Basis des kmS. Dies setzt voraus, daß keine oder nur geringe Wasserbedeckung im km1 vorhanden war. Erhöhte Wasserbedeckung, wie sie bei Deltavorbauten üblich ist, wirkt erosionsmildernd. Das Sediment lagert sich ohne Erosionswirkung auf das Unterlager ab.

Als alternatives Faziesmodel kann ein anastomosierendes Flußsystem angenommen werden. Dies kann durch die relativ festen Lagen der Rinnen (Abb.:25), die hohe Geradlinigkeit der Channels sowie die scharfen Übergänge zwischen Rinnen und Flußinseln belegt werden (GALLOWAY & HOBDAY 1983, SMITH 1983, SCHUMM 1981, SMITH & SMITH 1980).

Die Rinnenführung kann durch bewachsene Uferdämme markiert werden, dürfte aber in ariden Klimaten unterrepräsentiert sein. Diese anastomosierenden Flüsse sind nach READING 1986 charakteristisch für Gebiete mit geringem Relief. Bevorzugt bilden sich diese Systeme auf Deltadachflächen, in Sumpfigegenenden und im Bereich von Küstensümpfen aus. Hinsichtlich ihrer Verflechtung ähneln sie braided rivers, andererseits zeigt mögliche Sinusität Anklänge zum Mäanderfluß. Rezente Beispiele für anastomosierende Flußsysteme sind in Zentralaustralien zu finden. Sie bilden sich speziell in semiariden Klimaten infolge von periodisch auftretenden starken Regenfällen (RUST & LEGUN 1983).

Ein Vergleich mit der Salzstrukturkarte von JARITZ (1973) läßt vermuten, daß die bereits aktivierten Salzstöcke dieses Raumes reliefwirksam waren. Das Flußsystem dürfte darauf empfindlich reagiert haben und die vorgezeichneten "Tiefs" zur Rinnenführung genutzt haben (vgl. Abb.: 25). Möglicherweise ist dadurch die Geradlinigkeit der Rinnen im Becken gegenüber den Beckenrandbereichen zu erklären.

Der obere Schilfsandstein (Osnabrück Formation, km2 O) kann als inaktiver werdendes Flußsystem angesehen werden.

Ausgedehnte Stillwasserablagerungen (Overbank Deposits),

lakustrine Einschaltungen und nur noch gelegentlich auftretende, gering mächtige, feinkörnige Rinnensandsteine, die in Ufernähe Durchwurzelung zeigen, verzahnen sich faziell mit den im Liegenden ausgebildeten Flußinseln und Rinnenabschnitten.

Schledehausen, Plessen Formation, km2S

Beckenrandlich: ca. 18 m erosive Rinnenbildungen ins Liegende
max. bis 45 m

Becken : ca. 25 m dto., max. bis 60 m

Im Bereich der Tagesaufschlüsse überwiegen feinkörnige, lokal auch quarzitisch zementierte Feinsandsteine grauer, grau-grüner und gelber Färbung. Ihr Erscheinungsbild reicht vom massigen, dickbankigen Feinsandstein bis zum dünnplattigen Sediment. Trogförmige Groß- und Kleinrippelschichtung sowie laminare Schichtung mit Strömungsriefen strukturieren die Sandsteine. Im allgemeinen nimmt die Bankungsdicke zum Hangenden ab. Innerhalb der Bänke kann eine "fining upward" Gradierung festgestellt werden. Im Bereich der Channel lags wurde aufgearbeitetes km1-Material als Konglomeratkomponente im Sediment eingelagert. In den am Top anstehenden dunklen Silten zeigen sich häufig Toneisensteinkonkretionen. Eingelagert in den Rinnensandsteinen erscheinen Pyrit, Hämatit und inkohlter Pflanzenhäcksel. Siltlagen, seltener Tone, schalten sich zwischen den Sandsteinpaketen ein. Durchwurzelung wurde am Rinnenrandbereich (levee) beobachtet.

Das Faziesbild des Beckenrandbereichs kann auf die Bohrprofile übertragen werden (Abb.: 13, 14). Jedoch können sich im Beckentiefsten (nördlich Bremen) auch Rotsedimente basal einschalten (Abb.: 14; Bohrung J).

Osnabrück Formation, km2 O

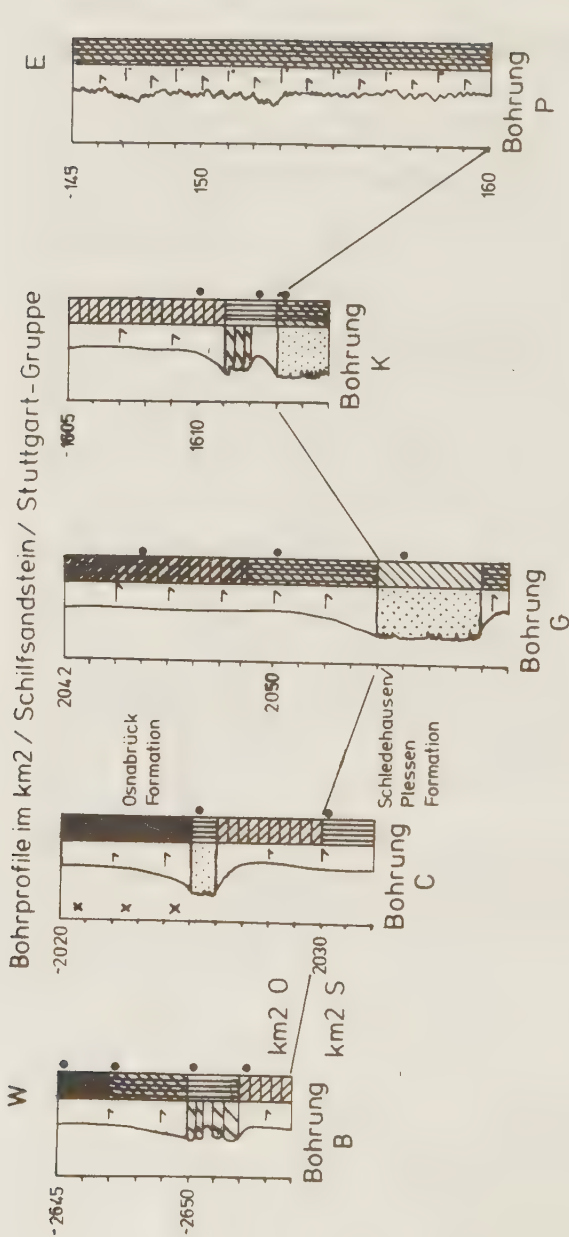
Beckenrand: bis 19 m

Becken : bis 30 m

Als Osnabrück Formation bezeichnet DUCHROW (1984) die Sedimente zwischen den Rinnenablagerungen. Sie umfaßt faziell die Flußinsel-Sedimente, wie auch die oberen Ablagerungen des inaktiver werdenden Deltas.

Feinklastisches Material, kalzitische und dolomitische Mergel und lakustrine Dolomite bilden die Osnabrück Formation. Gelegentlich auftretende dünnbankige Feinsandsteine mit Kleinrippelschrägschichtung und eingeschaltete Flasersandlagen erscheinen im Basalbereich der Folge. Bankmächtigkeiten unter 3 m sind häufig. Graue und grau-grüne Sedimentfarben treten am Beckenrand bei Osnabrück auf. Weiter westlich und östlich sowie im tieferen Becken schalten sich zunehmend Rotsedimente ein (HAACK 1935, THIERMANN 1970). Durchwurzelung, inkohlte Pflanzenreste, Spuren von Pyrit, Hämatit treten in den Feinsandsteinlagen und in den Silten auf.

Die Bohrprofile des tieferen Beckens zeigen Übereinstimmung mit den Beckenrandprofilen. Das Silt/Sandsteinverhältnis steigt in diesem Abschnitt deutlich an. Eingeschaltete lakustrine Dolomite z.T. auch Kalzite (Anlage 3, 8; Bohrung B, K, N, L) liegen in unterschiedlichen Niveaus. Neben grauen, grau-grünen, dolomitischen Silten schalten sich vermehrt rotbraune Mergel ein.



Die Bohrungen wurden aus Cuttings zusammengesetzt.
Zur Korrelation wurden Ionmineralanalysen herangezogen.

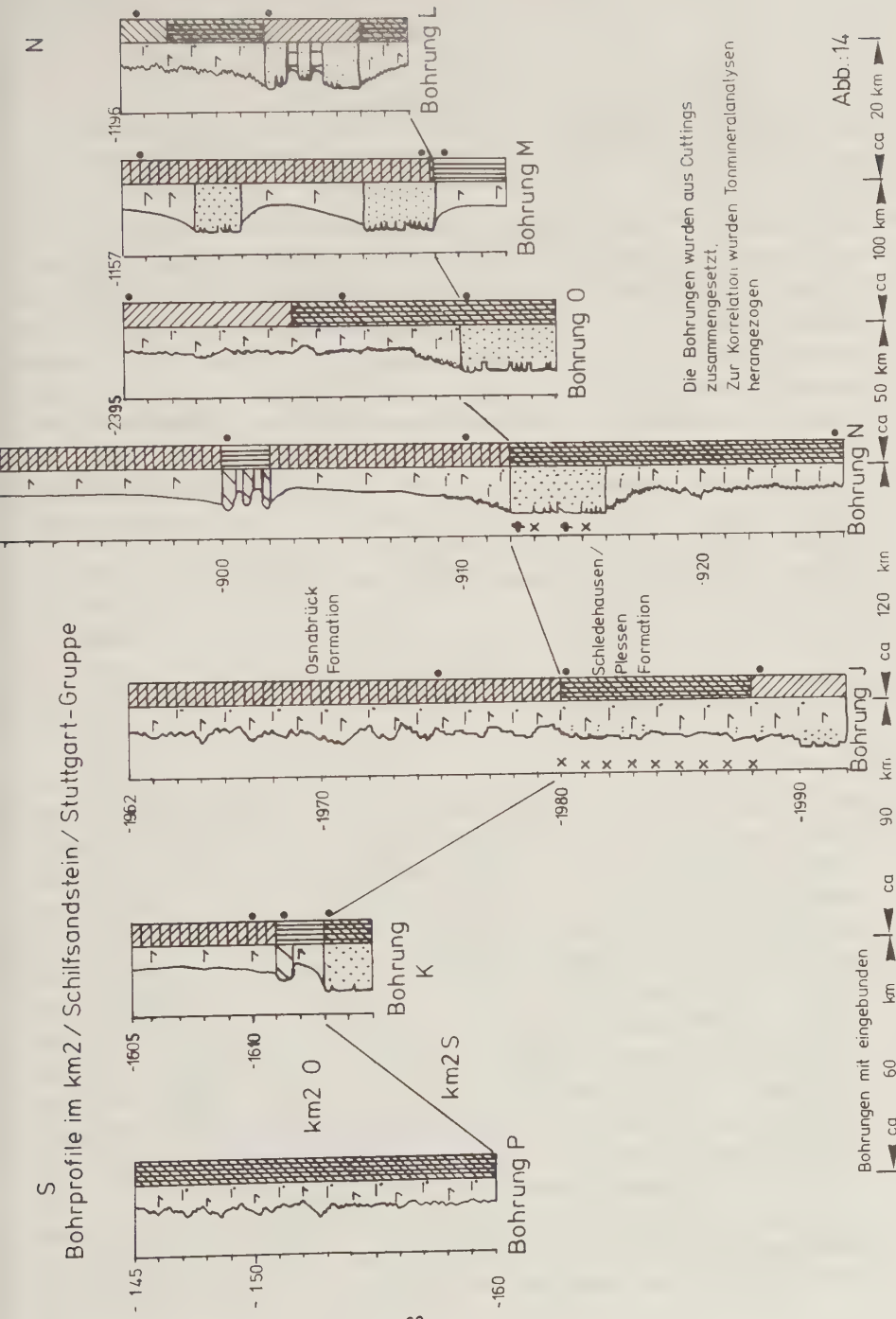
Bohrungen sind eingebunden
ca 15 km

ca 35 km

ca 10 km

Abb.: 13

Bohrprofile im km2 / Schilfsandstein / Stuttgart-Gruppe



Die Bohrungen wurden aus Cuttings
zusammengesetzt.
Zur Korrelation wurden Tonminerallanalysen
herangezogen

Abb.: 14

2.2.7 km3, Rote Wand, Polle Formation

Beckenrand: ca. 14-32 m

Becken : bis 725 m

Der Übergang vom höheren Schilfsandstein zum km3 (Polle Formation) erfolgt durch einen auffälligen Farbumschlag von rotbraun, grau-grün im km2, zu einem Ziegelrot oder Braun im unteren km3. Das Silt/Sand-Verhältnis nimmt zu. In den höheren Partien der Roten Wand treten neben roten, auch hell graue Sedimentfarben auf. Die Polle Formation wird überwiegend aus Mergeln aufgebaut, doch schalten sich im Liegenden der Sedimentfolge auch Siltlagen ein. Im Beckenrandbereich wird die Liegendgrenze außerdem durch die KÜHL'sche Breccie gekennzeichnet. Dolomitlagen, Anhydrit-(Knollen)-Lagen und Steinsalzvorkommen treten vermehrt im höheren Teil der Formation auf. Sie kennzeichnen ein Milieu erhöhter Evaporation.

Eckberg-Glied, km3E, Untere Rote Wand

Beckenrand: ca. 9-20 m

Becken : bis 35 m

Das Eckberg-Glied wird im Bereich der Tagesaufschlüsse aus bröckeligen Mergellagen mit eingelagertem Residualgrus aufgebaut. Ziegelrote z.T. auch braune Mergelfarben dominieren. Im Osnabrücker-Bergland fehlt die Rotfärbung lokal. Es treten stellvertretend grau-grüne und braune Mergelfarben auf.

An der Basis des Eckberg-Gliedes tritt vielfach ein brecciöser Horizont auf (KÜHL'sche Breccie). Sie ist ca. 1-3 m mächtig und setzt sich aus grauen und grünen intraformationellen Geröllen und eingelagertem Residualgrus zusammen, die in einer roten Mergelmatrix eingelagert sind. Nach DUCHROW (1984) ist der Horizont durch Auslaugung des sulfatischen Sediments in eine Kollapsbreccie umgewandelt worden. Der Leitwert ist bereits von KÜHL (1956) erkannt worden (Tab.1, Aufschluß UIV).

Im Hangenden folgen lokal die ersten Residualfolgen, deren Mächtigkeiten noch im Meterbereich liegen.

Im W/E-Profil des Beckens (Abb.: 15) zeigt das Eckberg-Glied

Mächtigkeitsschwankungen zwischen 11 m (Bohrung K) bis 22 m (Bohrung G). Nach Norden nehmen die Mächtigkeiten kontinuierlich zu (Abb.: 16). Mächtigkeiten bis 35 m (Bohrung M) werden erreicht. Im Einflußbereich von Schwellen erscheint das Schichtglied reduziert (Bohrung K, 11 m; Bohrung L, 4 m). Spuren der KÜHL'schen Breccie wurden in den Spülproben der Bohrungen nicht beobachtet.

Lehrberg-Glied, km3L

Beckenrand: ca. 3-5 m

Becken : ca. 3-15 m

Am Beckenrand wird das Schichtglied durch ziegelrote, auch rotbraune Mergel aufgebaut. Eingeschaltet erscheinen Residualbänder und -Knollen. An der Basis des Lehrberg-Gliedes überwiegen grau-grüne Mergellagen, mit z.T. eingeschalteten fossilführende Dolomitsteinbänken (bis 0.5 m). Auf den Schichtoberflächen zeigen sich vereinzelt Trockenrisse. DUCHROW (1968) bezeichnet diesen Bankbereich als "Isenberg-Horizont" und stellt ihn als Äquivalent zu den Lehrberg-Bänken Süddeutschlands (THÜRACH 1889,90).

Die Schichtobergrenze ist makroskopisch undeutlich ausgebildet sie wird aber häufig durch einen violettroten, auch grauen und grau-grünen Mergelhorizont markiert (vgl. SANDER 1977).

In den Bohrprofilen des tieferen Beckens erscheinen im W/E-Profil (Abb.: 15) des Schichtgliedes ziegelrote Mergel mit eingelagerten Anhydritbändern und -Knollen. In Richtung Norden steigen die Mächtigkeiten kontinuierlich auf 10-15 m (Bohrung J, O; Abb.: 16) an. Neben den ziegelroten Sedimentfarben erscheinen hier in diesem Niveau auch schwarz-graue, graue und braune Tönungen.

Äquivalente zum Isenberg-Horizont wurden in den Bohrungen N, L im Anstieg zum Fünen-Hoch beobachtet. Er wird identisch zum südlichen Beckenrandbereich durch basal eingelagerte Dolomite und graue Mergellagen gekennzeichnet.

Schichtreduzierungen scheinen in Schwellenrandpositionen aufzutreten (Bohrung K, M, L).

Köllergrund-Glied, km3K

Beckenrand: ca. 3-10 m

Becken : bis 610 m (mehrerer eingelagerte evaporitische Horizonte, bis 110 m Steinsalz)

Das Köllergrund-Glied wird am Beckenrand durch bröckelige Mergel mit eingelagerten Residuallagen aufgebaut. Die Farbgebung variiert je nach Lokation erheblich.

Im Randbereich der Rheinischen-Masse (Abb.: 15, 16; Bohrung K) wird das Schichtglied merklich reduziert. Graugrüne und schwarze Sedimentfarben herrschen in diesem Niveau vor.

Mächtige evaporitische Einschaltungen von Anhydriten und Steinsalzen erscheinen in den Bohrprofilen N, O Schleswig-Holsteins.

Friedland-Glied, km3F

Beckenrand: 0 m (nicht ausgebildet)

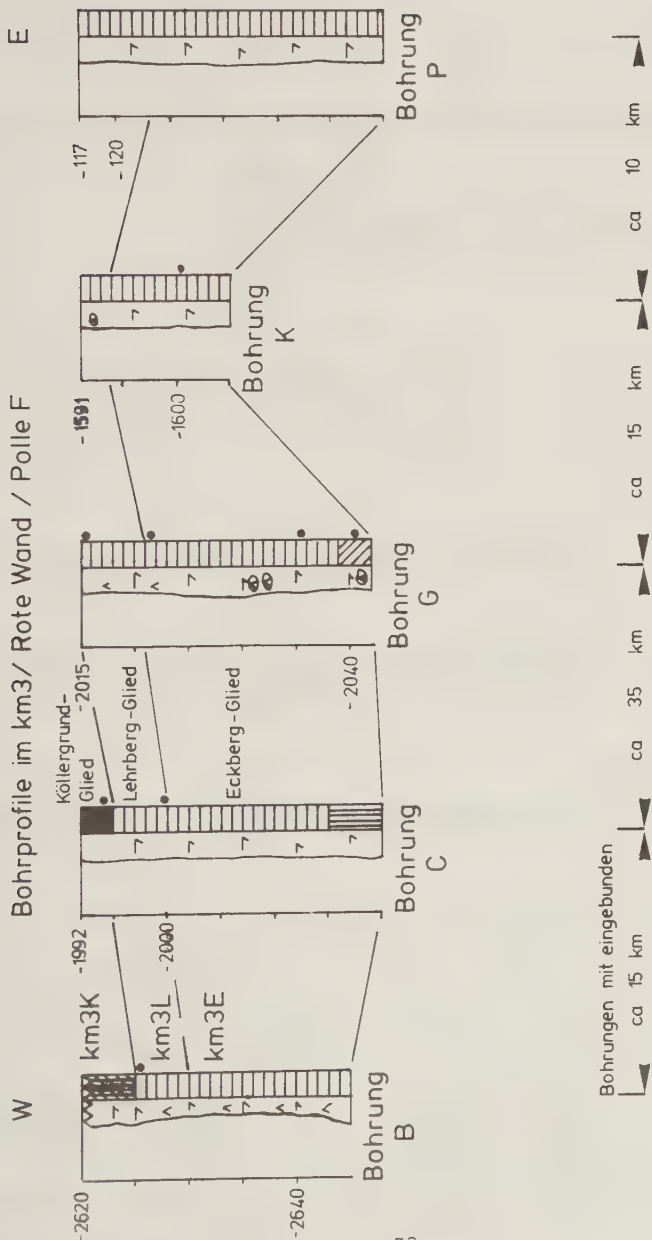
Becken : ca. 20-44 m

Das Friedland-Glied ist am Beckenrand nicht ausgebildet. Erst im distaleren Becken und im Bereich der Hessischen-Senke (TORNQUIST 1892) schaltet sich das Schichtglied zusätzlich ein (Abb.: 16).

Es besteht aus einer monotonen Mergelfolge grauer Färbung, die ca. 5 m unterhalb der Schichtobergrenze in rotbraune Mergel übergeht. Eingeschaltet sind Anhydritknollen und dünne Anhydritbänder. Die Obergrenze des Schichtgliedes wird in den Bohrprofilen durch das basale Anhydritlager des km4 (Steinmergelkeuper, Biesterfeld-Glied) markiert.

Parallelen zum Süddeutschen Keuper lassen sich hierbei feststellen. In becken tieferen Bereichen mit erhöhten Keupermächtigkeiten schalten sich zwischen Lehrberg-Glied und dem dortigen Coburger-Sandstein Mergelfolgen ein, die dem Friedland-Glied in der Ausbildung gleichen (Blasensandstein-Äquivalent des tieferen Beckens, vgl. ENGEL & LEWANDOWSKI 1981, WELZEL 1964, THURACH 1889,90; Profile: Funkenloch, Leinacher Steige).

Bohrprofile im km3/ Rote Wand / Polle F



Die Bohrungen wurden aus Cuttings zusammengesetzt.
Zur Korrelation wurden Tonmineralanalysen herangezogen.



2.2.8 km4, Steinmergelkeuper, Detmold-Gruppe und Rieschenau Formation

Beckenrand: ca. 40-63 m

Becken : bis 210 m

Der Steinmergelkeuper wird aus rhythmischen Wechselfolgen von harten, plattigen Steinmergelbänken oder Dolomitlagen mit weicheren Mergeln aufgebaut. Anhydriteinschaltungen sind vertikal bis in das Niveau des Hagedorn-Gliedes verbreitet.

Muschelschill-Lagen. Schnecken und Fischreste, gebunden an Dolomit-Horizonte des Hagedorn-Gliedes, werden von KÜHL (1956) und SANDER (1963) beschrieben.

In dem auflagernden Steinbach-Glied erscheinen, eingelagert in den Dolomitlagen, Blaugrünalgen-Stromatolithe und Ostracoden (Darwinuliden). Nach GRAMANN (1971) und BARTENSTEIN & WICHER (1962) sind sie Indikatoren für hypersalines Milieu.

Auflagernd im Dachbereich des Steinmergelkeupers schalten sich vermehrt Caliche-Bildungen in die evaporitische Sequenz ein (Kielsberg Formation, Madeburg Formation). Anhydritausbildungen treten zusätzlich in der Madeburg Formation auf.

Im Einflußbereich der Rheinischen-Masse und im Anstieg zum Fünen-Hoch sind Schichtreduktionen und -Auskeilen in den basalen Sedimentfolgen bis ins Niveau des Egge-Gliedes zu beobachten.

Biesterfeld-Glied, km4B, km4a1-2, (Rieschnau Formation)

Beckenrand: ca. 0-13 m

Becken : ca. 0-15 m

Das Biesterfeld-Glied setzt sich beckenrandlich aus grauen, bröckeligen Mergeln zusammen. Basal eingeschaltet sind Residuallinsen, die bei Osnabrück (Tab.1, Profil 17) Mächtigkeiten im Meterbereich erlangen. In den Anhydritresiduen des Biesterfeld-Gliedes treten besonders schöne Neumineralisationen von Quarzen, Pyriten, Dolomiten und Kalziten auf.

In den Bohrprofilen (Abb.: 17, 18) des tieferen Beckens wird die Sedimentfolge durch graue Mergel mit Anhydritlagen eingeleitet.

Die Anhydritausscheidungen erreichen in den Bohrungen Mächtigkeiten über 4 m (Bohrung G, N, O). Im Anstieg zum Fünen-Hoch wird das Schicht-Glied durch braune Mergel (Bohrung L) aufgebaut, bzw. sie wurden nicht ausgebildet (Bohrung M). Am Beckensüdrand, im Bereich der Hunte-Schwelle (Bohrung C) und in den Randlagen der Rheinischen-Masse (Bohrung P) ist das Biesterfeld-Glied ebenfalls nicht ausgebildet.

Henkenbrink-Glied, km4RH, km4a1-2, (Rieschenau Formation)

Beckenrand: ca. 0-6 m

Becken : ca. 0-18 m

Im Beckenrandbereich besteht die Schichtfolge aus residuenreichen, rotbunten und grau-grünen Mergeln. Sie ist im Osnabrücker-Bergland nicht identifizierbar, da hier eine Schichtlücke oder Faziesvertretung existiert (DUCHROW 1984).

In becken tieferen Profilen nimmt die durchschnittliche Mächtigkeit auf etwa 10 m zu. Rotbraune, violette und grau-grüne Mergel mit eingeschalteten Anhydritlagen bauen das Henkenbrink-Glied auf. In Schwellenpositionen (Abb.: 17,18; Bohrung C, P, M) ist es nicht ausgebildet.

Egge-Glied, km4E, km4a3

Beckenrand: ca. 0-15 m

Becken : ca. 0-40 m

Die Lithologie der Schichtfolge zeigt am Beckenrand hinsichtlich der Mergelfarben keine Einheitlichkeit. Die rotbraunen Mergel können lokal auf kurze Distanz ihre Färbung verlieren und durch graue oder grau-grüne Sedimentfarben ersetzt werden (Raum Vlotho). Bei Osnabrück ist das Schichtglied nicht ausgebildet. Eingelagert in den Mergeln erscheinen siltige Partien, Residualgrus und -Knollen.

Infolge des vorgegebenen Paläoreliefs wurden die Sedimente affusiv (WOLBURG 1969) in Tiefpositionen abgelagert. Erst das auflagernde Valdorf-Glied erreicht den Reliefausgleich und ist

lateral weithin verbreitet.

Das Egge-Glied dürfte mit den basalen Schüttungen des Süddeutschen Burgsandsteins konektierbar sein (ENGEL & LEWANDOWSKI 1981, LEWANDOWSKI 1982).

Im tieferen Becken zeigen die Bohrprofile dieses Niveaus beckenrandidentische Sedimentfarben. In den Mergeln eingelagert erscheinen Anhydritlagen (bis 10 m) und -Knollenlagen. Auch im Becken wird der Reliefausgleich erst im auflagernden Valdorf-Glied erreicht (Abb.: 17,18; Bohrung C, P, M).

Valdorf-Glied, km4V, km4a3

Beckenrand: ca. 7-17 m

Becken : bis 51 m

In der Beckenrandposition wird das Valdorf-Glied von massigen, grauen auch grau-grünen Mergeln aufgebaut. Basal schalten sich zudem rotbraune, violette und braune Sedimentfarben ein. Dolomitbänke und flaserige Residuallagen differenzieren die Sedimentfolge.

In den Bohrprofilen (Abb.: 17, 18) ist das Erscheinungsbild vergleichbar mit dem Beckenrand. Lediglich die Mächtigkeiten sind in den Beckentiefs erhöht (Bohrung J, N, O). Lokal schalten sich hier am Top der Folge Anhydritlager (>3 m) ein. Sie sind mit den hangenden Residuallagen SANDERS (1977) konektierbar (Bohrung K, J). Schwellenbereiche machen sich durch Schichtreduktionen bemerkbar (Bohrung C, P, M).

Hagedorn-Glied, km4SH, km4ß1-2

Beckenrand: ca. 4-21 m

Becken : bis 25 m

Der obere Steinmergelkeuper zeigt sich beckenrandlich als eine Folge von überwiegend grauen und grau-grünen Mergeln, die mit härteren Mergelsteinlagen und Dolomiten zyklisch wechellagern. Die typische Zyklthemfolge beginnt im Liegenden mit weicheren dolomitischen Silten oder Mergeln, denen auflagernd härtere

Mergelsteinbänke folgen. Das Zyklithem wird mit Dolomiten abgeschlossen.

Das Hagedorn-Glied bildet die tiefsten Schichten des oberen Steinmergelkeupers aus. Im Bereich der Tagesaufschlüsse ist er überwiegend grau, z.T. auch schwarz-grau und grau-grün ausgebildet. In den Mergeln sind lokal Residualinseln eingelagert. Ca. 4 m unter der Gliedobergrenze tritt ein etwa 1 m mächtiger, auffälliger, schwarz bis dunkel grau gefärbter Mergelhorizont auf. Hierin eingelagert sind Dolomitbänke, -Knollen und -Linsen (Belle-Horizont). Er bildet lateral weit aushaltend einen Leithorizont. Im Hagedorn-Glied treten bis zu drei fossilführende Dolomitlagen auf. Eingelagert sind Muscheln, Schnecken, Fischreste und Conchostraten (DUCHROW 1984, SANDER 1963, KÜHL 1956, NAUMANN 1916, KLUTH 1894). Nach MÜLLER (1963) zeigen Conchostraten brackisches bis lagunäres Milieu an.

In den Bohrprofilen des tieferen Beckens zeigt sich das Hagedorn-Glied (Abb.: 17, 18) als Sedimentfolge mit überwiegend grauen, dunkelgrauen, schwarzen und grau-grünen Mergelfarben. Eingelagert sind Anhydritbänder und -Knollenlagen. Am Top der Folge zeigt sich, identisch zum Beckenrand, der Belle-Horizont. Er ist gekennzeichnet durch dunkle Mergelfarben und evaporitischen Sedimenten.

Steinbach-Glied, km4S, km4ß3

Beckenrand: ca. 0-18 m

Becken : bis 20 m

Das Steinbach-Glied setzt sich beckenrandlich aus rhythmisch Wechsellagernden Mergel- und Steinmergelbänke zusammen. Die Färbung ist überwiegend gelblich grau und dunkel grau. Gebietsweise treten auch rotbunte Färbungen auf. Im Hangenden Abschnitt der Schichtfolge treten eingelagert in Dolomitbänken Blaugrünalgen-Stromatholithe und Fischreste auf. Anhydritausbildungen wurden hier nicht mehr beobachtet. Basal schaltet sich als Leithorizont die Dolenberg-Bank (ca. 1 m) ein. Im Raum Osnabrück ist das Schichtglied infolge altkimmerischer Abtragung nicht ausgebildet. Erst bei Herford schalten sich

sukzessive Schichtenfolgen ein (DUCHROW 1984).

In den Bohrprofilen zeigt sich in Beckenrandnähe noch die Dolenberg-Bank (Abb.: 17, 18; Bohrung K). In tieferen Beckenlagen wird sie zunächst von Anhydritausscheidungen und schließlich durch bunte Mergel faziell vertreten.

Auflagernd folgen bunte Mergel, die frei von Anhydriten sind. Die Gliedobergrenze wird durch den Schanzenberg-Horizont gekennzeichnet. Er ist ca. 1 m mächtig und läßt sich in den W/E-Profilen (Abb.: 17) im beckenrandnahen Bereich nachweisen. Im tieferen Becken ist dieser Horizont nicht mehr als Dolomitbank ausgebildet und wird faziell durch graue und grau-grüne Mergel ersetzt.

Schichtreduktionen machen sich in den Bohrungen nur im Einflußbereich des Fünen-Hochs bemerkbar (Abb.: 18; Bohrung M).

Kielsberg Formation, km4K, km4ß4

Beckenrand: ca. 0-6 m

Becken : bis 41 m

Die Kielsberg Formation ist im nahen Beckenrandbereich nicht ausgebildet. Sie entwickelt sich erst im Abstieg zur Hessischen-Senke. Im Weserbergland wird sie durch gelblich graue und dunkel graue Wechsellagerungen von Mergeln und Steinmergellagen aufgebaut. Eingelagert sind Calichehorizonte und Dolomitlagen mit vereinzelt auftretenden Bonebeds, Fischresten und Pyritführung. Im Basalbereich der Schichtfolge ist beckenrandlich die Kreienberg-Bank (ca. 0.7 m) entwickelt. Sie dient in ihrer dolomitischen, z.T. quarzitisches Ausbildung als Leithorizont. Sie wurde nicht im tieferen Becken (Anlage 17,18) beobachtet. Am Anstieg zum Fünen-Hoch haben sich scheinbar auch keine entsprechenden Dolomitäquivalente ausgebildet.

Im Hangenden der Schichtfolge treten dunkel graue Mergel auf, die am Top lokal in Silte übergehen.

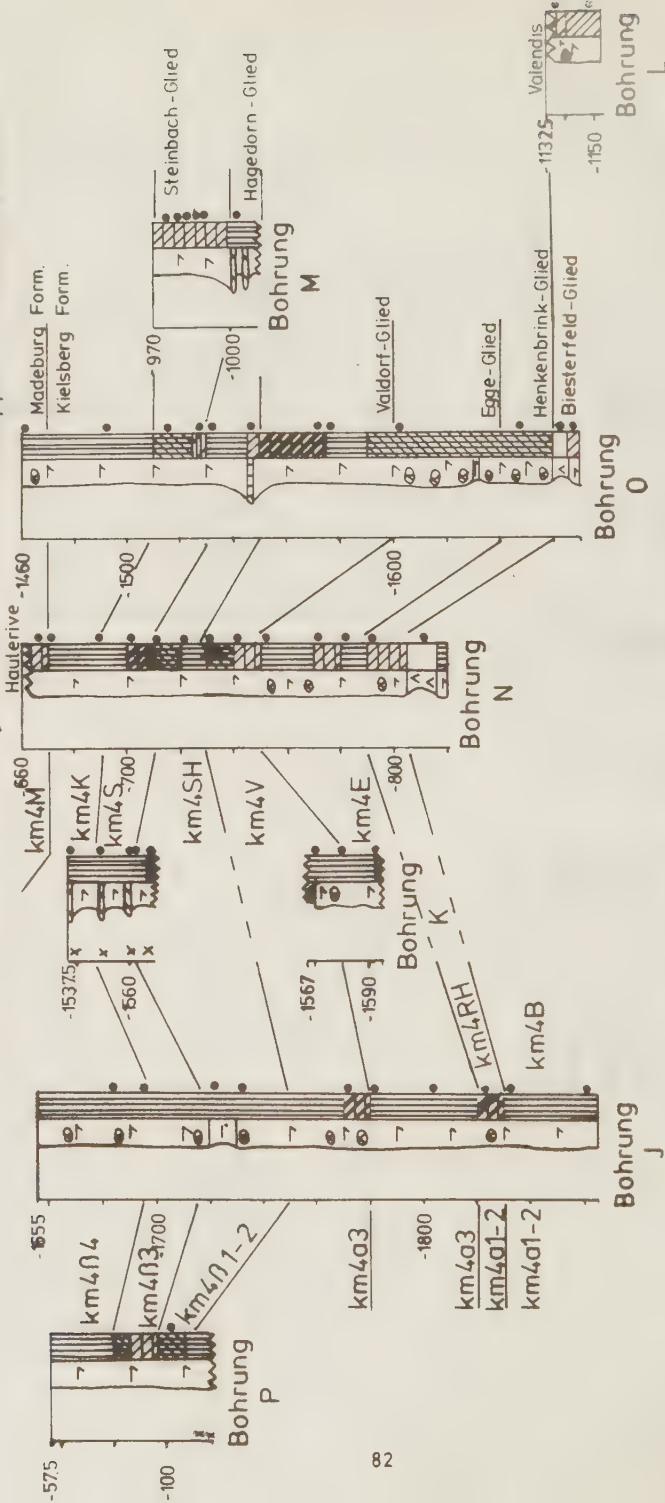
Maedburg Formation, km4M, km4B4

Beckenrand: ca. 0-10 m

Becken : ca. 0-10 m

Im Oberen Steinmergelkeuper ist die Maedburg Formation in Beckenrandnaehe nur im Leine-Bergland aufgeschlossen. Rotbraune Mergel mit eingeschalteten Residualknollenlagen und calicheartige Steinmergel- bzw. Dolomitbaenke bauen die Formation auf. In ihrer Ausbildung gleicht die Maedburg Formation den Sueddeutschen Feuerletten, dessen stratigraphisches Aequivalent sie vermutlich bilden (ENGEL & LEWANDOWSKI 1981, THURACH 1889,90).

In den Bohrprofilen ist die Formation nur in becken tieferen Bereichen angetroffen worden (Bohrung G, N, O). Sie ist etwa 10 m maechtig und wird identisch zu den Ablagerungen der Hessischen-Senke aus rotbraunen Mergeln gebildet. Anhydritknollenlagen sind darin eingebettet. Sie erscheinen als letzte Relikte der evaporitischen Sequenz im Uebergang zum fluviatilen Unterrhaet.



Die Bohrungen wurden aus Cuttings zusammengesetzt. Zur Korrelation wurden Tonmineralanalysen herangezogen

2.2.9 ko, Oberkeuper, Rhät, Exter-Gruppe

Beckenrand: ca. 40-68 m

Becken : bis 150 m

Nach dem evaporitischen Steinmergelkeuper setzt der Oberkeuper (Rhät, Exter-Gruppe) in der liegenden Rinteln Formation mit fluviatilen Schüttungen ein. Feinklastische Sedimente (Tone, Silte und Feinsandsteine), z.T. mit quarzitischer Zementation, sind im Probengebiet lateral weithin verbreitet. In den Sedimenten eingelagert erscheinen inkohlte Pflanzenreste, Pelecypoden, Gastropoden, Ostracoden, Fischreste, Bonebedlagen, Spuren von Pyrit, Hämatit, Toneisensteinkonkretionen, Grabspuren und Durchwurzelungen. Faziell zeigen die basalen Ablagerungen noch Übergänge zum Oberen Steinmergelkeuper, heben sich aber durch die Petrographie deutlich vom Unterlager ab.

Der mittlere Oberkeuper (Mittelrhät, Oeynhausener Formation) zeigt im NW-Deutschen Keuperbecken faziell zwei Hauptausbildungen. Westlich der Weser dominiert die marine bis brachyhaline und östlich der Weser eine mehr fluviatil, deltaisch geprägte Fazies (STINDER 1985, BATTERMANN 1983, APPEL 1981, ZEINO-MAHMALAT 1970, WILL 1969). Der Übergangsbereich zwischen beiden Faziestypen liegt zwischen der Weser im Osten und einer gedachten Linie Bremen/Bielefeld im Westen. Nach Norden endet der Bereich auf der Höhe von Bremen.

Im überwiegend marin geprägten Milieu, daß in seiner Ausbildung schon Anklänge zum Lias zeigt, überwiegen dunkle Tone, Silte und dolomitische Mergel. Eingeschaltet sind vereinzelt quarzitische Feinsandlagen. Im Übergangsbereich nimmt das Sand/Silt-Verhältnis zu. Die Bankmächtigkeiten der Feinsandsteine erhöht sich in Richtung auf die Liefergebiete (Fennoskandien, Böhmisches Massiv). Pelecypoden, Gastropoden, Fischreste, Ostracoden, Koprolithen, Bonebedlagen und Palynomorpha sind neben häufig auftretenden Pyrit und Hämatit in den Feinsandsteinhorizonten zu finden. Als Zwischenmittel treten dunkel graue bis schwarze Tone, Silte und Mergel auf. Im überwiegend durch Deltasandsteine geprägten Gebiet östlich der Weser erscheinen im Liegenden der Folge feinklastische Sedimente, die im Hangenden durch mächtige Fein- bis Mittelsandsteinschüttungen überlagert werden. Dunkle marine

Tone und Silte schließen die Folge im Hangenden ab. In Festland-nähe schalten sich in diesem Niveau sandflaserige Silte und Flasersandsteine ein (Wattsedimente; WILL 1969).

Indes zeigt die hangende Valbruch Formation (ko,o; Glimmersandstein Region) mit vermehrt hellgrauen, limnischen, Prodelta- und Deltafront Sedimenten eine kurzzeitige Rückkehr zum kontinental dominierten Milieu. Sie ist im gesamten Beckenbereich verbreitet und bildet vor der entgültig marinen Liastransgression die abschließenden Keupersedimente aus.

ko,u; Unterrhät, Rinteln Formation, ko 1-2,

Valentruper Horizont und Basalquarzit

Beckenrand: ca. 1-17 m

Becken : bis 24 m

Über den evaporitisch ausgebildeten Steinmergelkeuper lagert sich die fluviatil geprägte Rinteln Formation, infolge des vorgegebenen Paläoreliefs, mit unterschiedlich entwickelten Schichtmächtigkeiten auf (Tab.1, Profil 59). Abrupte Schichtmächtigkeitszunahmen nördlich der Hunte Schwelle und Mass-flow Sedimentation (DUCHROW 1984) lassen auf verstärkte tektonische Aktivitäten wähen des Ablagerungszeitraumes schließen.

Die Rinteln Formation wird im gesamten Becken durch Tone, Silte und Feinsandsteine mit Bankmächtigkeiten im Meterbereich aufgebaut. Graue und grau-grüne Sedimentfarben herrschen vor. Basal schalten sich auch örtlich rotbraune Siltfarben ein (Bereich Hunte-Schwelle).

Der für das Weserbergland charakteristische Hauptsandstein THIERMANNs (1959) wird im westlichen Aufschlußgebiet durch Siltsteinlagen und stark ausgedünnte Feinsandsteinlagen vertreten. Die Obergrenze der Rintel Formation wird durch mergelige und dolomitische Einschaltungen, mit stark ankeritischem Charakter, gekennzeichnet.

Herford-Glied, ko1

Beckenrand: ca 1-10 m

Becken : bis 20 m

Im Bereich der Tagesaufschlüsse besteht das Herford-Glied aus dunkel grauen, grau-grünen und grünen Silten. Plattige bis flaserige Schichtung herrscht vor. Die Silte wechsellagern mit quarzitischen, bis zu 2 m mächtigen Feinsandsteinbänken. Sie zeigen Spuren von Pyrit und inkohliertem Pflanzenmaterial und sind vielfach bioturbat gezeichnet. An der erosiven Basis finden sich häufig intraformationelle Mergelgerölle und Bonebedlagen.

In Bereichen wo das Herford-Glied vollständig entwickelt ist (Wesergebiet, nördliches Harz-Vorland), schalten sich basal der Pyritsandstein als erste Schüttung über den liegenden Silten ein. Seine Mächtigkeiten schwanken lokal erheblich (bis 9 m in Wesergebiet). Tone und Silte bilden das Zwischenmittel für den darauf folgenden Hauptsandstein (bis 15 m).

APPEL (1981) faßte die Sandsteinschüttungen im Holtrup-Glied als Allertal-Schüttungen für den Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes zusammen. Sie wurden als Delta-Sandsteine beschrieben, die aus SE-Richtung in das Becken geliefert wurden. Durchschnittliche Rinnenmächtigkeiten von ca. 20 m werden im Bereich Helmstedt-Fallersleben-Allertal erreicht (SCHOTT 1942). In Richtung NW-W im distaleren Becken nehmen die Sandsteinmächtigkeiten bis in den Meterbereich ab. Graue und grau-grüne Sedimentfarben herrschen vor (JUNGST 1928, MESTWERDT 1910 b). Funde von *Anodontophora postera* in den Sedimenten des nördlichen Harz-Vorlandes stellte JUNGST (1928) in das limnische Bildungsmilieu. Nach WILL (1969) treten sie in brackischen Milieus auf.

Das Bild des Herford-Gliedes erscheint im tieferen Becken identisch zur Beckenrandposition. Lediglich die Mächtigkeiten sind erhöht. Die laterale Ausbreitung der Sandsteinschüttungen sind nach N über den gesamten Flachscheibsbereich zu beobachten. Westlich von Bramsche ist das Herford-Glied nur noch siltig ausgebildet (Abb.: 19,20).

Bürgerhof-Glied, ko2

Beckenrand: ca. 0-1.5 m

Becken : ca. 2-7 m

Im Beckenrandbereich wird das Bürgerhof-Glied aus überwiegend bröckeligen, dunkel grauen, grau-grünen und schwarzen Silten aufgebaut. Eingelagert sind Fe-reiche Dolomite oder ankeritische Mergelsteinlinsen. Plattige Mergellagen begrenzen die Schichtfolge im Liegenden und im Hangenden.

Bei Osnabrück ist das Schichtglied nicht ausgebildet. Erst im Abstiegsbereich zur Hessischen-Senke, östlich Herford, ist es in der vollen Mächtigkeit entwickelt. BURRE (1920) beschrieb im Raum Südost-Lippe in diesem Niveau bioturbate Ton und Siltsteinhorizonte mit eingelagerten Bonebeds, Pelecypoden und ankeritischen Dolomiten, die zu limonitischer Okererde verwittern (Valentiner Horizont, FEHLAU 1967).

Im nördlichen Harz-Vorland (Lappwald) zeigen sich in diesem Niveau eingelagert lutitische Algenkalke und Mergel als Sedimente eines lagunären oder lakustrischen Milieus. Die Mergel enthalten vereinzelt Chalzedonanreicherungen und organische Substanz. Im Bereich des Allertales wurde diese Faziesentwicklung nicht beobachtet. Als Obergrenze zum Mittelrhät zeigt sich ein lateral weit aushaltender Grünhorizont (JUNGST 1928, Tab.1, Lok 208).

Dieses Niveau kann vermutlich mit dem Bereich der "Grünen-Bank" Süddeutschlands parallelisiert werden (KRUMBECK 1939, ENGEL & LEWANDOWSKI 1981, Profil: Nassacher-Höhe, Ochsenhügel).

Im Beckenbereich wird die Sedimentfolge durch schwarze, graue und grau-grüne Tone, Silte und Mergel aufgebaut. Im Liegenden des Bürgerhof-Gliedes schalten sich lokal fossilführende Dolomitlagen Kalzit und Mergel ein (Abb.: 19, 20). Im Bereich der Hunte-Schwelle (Bohrung C, D, F) scheinen die Schichtmächtigkeiten reduziert zu sein. Im nördlichen Schleswig-Holstein, im Anstieg zum Fünen-Hoch ist das Bürgerhof-Glied durch das transgredierende Barrem (cru) abgetragen worden (Bohrung M).

Deesberg-Glied, ko3, (Oeynhausen Formation)

Beckenrand: ca. 4-8 m

Becken : ca. 4-30 m

Westlich der Weser wird das Deesberg-Glied am Beckenrand hauptsächlich von schwarzgrauen Tonen und Silten aufgebaut. Sie wechsellagern mit dünnplattigen, quarzitischen Silt- und Feinsandsteinbänken (Quarzitschiefer). Kohlige Partikel sind örtlich schichtflächenparallel angereichert. Spuren von Pyrit und Pyritkonkretionen sind im Gestein häufig zu beobachten. Sandschalige Foraminiferenfunde (*Glomospira*) im Basisbereich der Schichtfolge (DUCHROW 1984) kennzeichnen einen Milieuwechsel von fluviatil, deltaisch (Unterlager) zu marin bis brachyhalin.

Zur Weser hin schalten sich zunehmend fossilführende dünne Sandsteinlagen ein. Dennoch überwiegt in diesem Raum die dunkle feinklastische marine Fazies (FEHLAU 1967, KESSLER 1966, THIERMANN 1959). Mit ca. 10 m ist das Deesberg-Glied in diesem Bereich horizontbeständig.

Im nördlichen Harz-Vorland nehmen die Bankmächtigkeiten der Feinsandsteine auf etwa 1 m zu (Goslar, Tab.1, SE Lok. 259). Sie sind eingelagert in dunkel graue, sandig-siltige Tonsteinfolgen. APPEL (1981) stellt diese Sedimente ins Prodeltamileu, aufgrund von granulometrischen Messungen und der in den Sedimenten auftretenden Foraminiferen. Andererseits deuten Pflanzenführung auf den Schichtflächen der Sandsteine auf die festländische Herkunft des Materials hin (Verzahnungsbereich).

In den Bohrungen des tieferen Beckens schalten sich im W/E-Profil (Abb.: 19) nach Osten hin zunehmend Feinsandhorizonte ein. Sie sind eingebettet in schwarz-graue Silt und Tonsteinfolgen. Westlich des Dümmer-Sees schalten sich vermehrt Mergelanteile in das Deesberg-Glied ein. Im S/N-Profil (Abb.: 20) überwiegen im Abstieg zur Hessischen-Senke schwarz-graue Feinklastika (Bohrung P). In Beckenrandpositionen sind noch Sandsteinhorizonte erbohrt, die nach Norden hin (nördlich Bremen) nicht mehr auftreten (Bohrung J). Die Mächtigkeit des Deesberg-Gliedes steigt in diesem Raum auf ca. 30 m an. Es wird durch Mergel aufgebaut. Im nördlichen Schleswig-Holstein wurde das Schichtglied infolge von Abtragung nicht beobachtet.

Holtrup-Glied, ko3

Beckenrand: ca. 18-21 m

Becken : bis 45 m

Das Holtrup-Glied besteht am Beckenrand, im Osnabrücker-Bergland, aus schwarz-grauen Tonsteinen, eingelagert sind hell graue quarzitisches, feinplattige Siltsteinlagen, Fe-reiche Dolomitbänke und -Linsen sowie Pyritkonkretionen. Die Fauna besteht aus Pelecypoden und sandschaligen Foraminiferen.

Im Wesergebiet ist das Erscheinungsbild identisch. Die Hangendgrenze des Schichtgliedes wird durch eine charakteristische tonige Sandsteinbank markiert. Eingelagert finden sich Pyrit und Muschelreste.

Im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes ändert sich die fazielle Ausbildung des Holtrup-Gliedes. Sandsteinschüttungen aus ENE bis SE lagern sich beckenrandlich im Flachschiefbereich an (ZEINO MAHMALAD 1971). Kleinrippelschichtung, Tonintraklasten, inkohlte Pflanzenreste, Kohleflöze mit Wurzelböden (Tab.1, Profil 211) und Trockenrisse auf den Schichtflächen weisen die Fein- bis Mittelsandsteine als fluviatile, deltaische Sedimente aus.

APPEL (1981) differenzierte die mächtigen Rinnensandsteinbildungen der sich vorschiebenden Deltafronten in eine Fallstein-Schüttung, die zu Beginn des Mittelrhäts ihre Hauptaktivität zeigte, mit bevorzugt NW-Schüttungen (Raum Fallstein-Salzgitter-Hildesheim) und die zeitlich später einsetzende Lappwald-Schüttung. Sie entwickelt sich aus nach NE verlagernde Zuflüsse (Raum Velpke, Helmstedt, Lappwald, Allertal). Bei Helmstedt werden Mächtigkeiten bis 30 m erreicht, die in NW-Richtung kontinuierlich abnehmen (Nienburg/Weser ca. 6 m). Kohleflöze mit Wurzelböden sind vor allem in den Deltaserien der Lappwaldschüttung aufgeschlossen. Diese Sandsteine bilden die (Mittelrhäthauptsandstein) Erdölspeicher am Ostrand des Niedersächsischen Beckens.

In den W/E-Profilen der Bohrungen (Abb.: 19) zeigt das Holtrup-Glied im Westteil des Niedersächsischen-Beckens (Bohrung B, C) überwiegend graue und schwarz-graue feinklastische Sedimente. Eingeschaltet sind Mergel und Dolomisteinbänke (vergleichbar Osnabrücker-Bergland). Östlich des Dümmer-Sees zeigen sich die

ersten ausgeprägteren Sandsteinhorizonte. Sie sind eingelagert in dunkle Tone und Silte. Daneben treten in diesem Bereich Mergel und Dolomitsteinbänke auf (Bohrung D, E, F).

Zunehmende Sandsteineinschaltungen machen sich bereits westlich der Weser bemerkbar (Bohrung H, K).

Im S/N-Profil setzen die Sandsteine nördlich Bremen aus. Sie werden durch sandige Silte ersetzt. Parallel nimmt der Anteil an dunkel grauen Mergeln zu (Abb.: 20).

Das Deesberg-Glied wurde in Schleswig-Holstein, in den zur Verfügung gestellten Bohrungen nicht durchörtet.

Ottenstein-Glied, ko4, (Vahlbruch Formation)

Beckenrand: ca. 4-6 m

Becken : ca. 5-20 m

Die nahezu fossilfreien grauen bis grau-grünen Tone und Silte im Ottenstein-Glied werden zum Hangenden gröber. Dort schalten sich vermehrt Toneisensteinkonkretionen ein. Lokal treten in diesem Schichtglied Rotfärbungen auf (Wesergebiet, nördliches Harz-Vorland, JÜNGST 1928,1929). Der Übergang vom Liegenden wird durch eine harte, fossilführende, tonige Sandsteinbank markiert.

Im nördlichen Harz-Vorland schalten sich vermehrt sandflaserige Silte und Flasersandsteine ein (WILL 1969, Tab.1, Lok. 211, 212, 213). Hellgraue und grau-grüne Sedimentfarben überwiegen.

In den W/E-Profilen (Abb.: 19) wird das Ottenstein-Glied im westlichen Becken von hellen und dunkel grauen Silten gebildet (Bohrung B, C). Nördlich des Dümmers schalten sich auch Mergel ein. Neben grauen Farben treten hier auch grau-grün und braune Färbungen auf (Bohrung E, G).

Im S/N-Profil (Abb.: 20) wird das Ottenstein-Glied nördlich von Bremen über der basalen Sandsteingrenzbank vollständig von Mergeln aufgebaut. Im Hangenden der Schichtfolge schalten sich rotbraune Silte als Grenzsichten zum Oberrhätssandstein ein.

Meiborssen-Glied, Glimmersandstein, ko4

Beckenrand: ca. 13 m

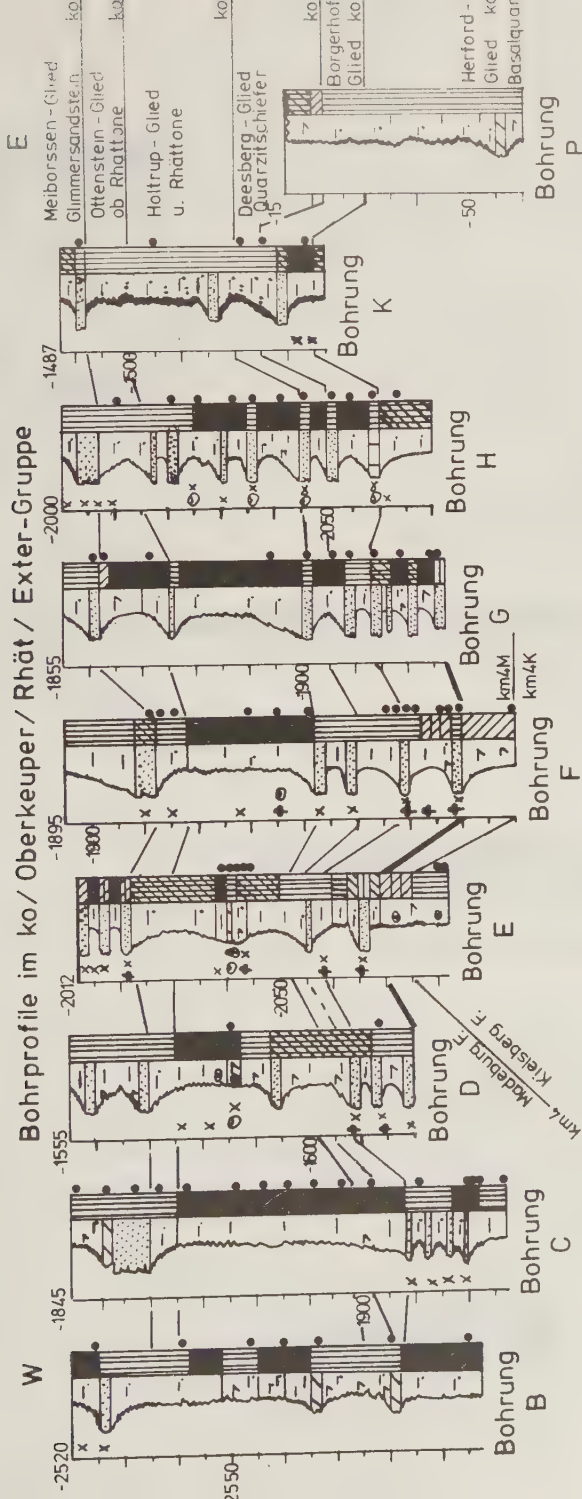
Becken : ca. 23 m

Das Meiborssen-Glied wird von wellig-feinplattigen, hellglimmerreichen, mehr oder weniger tonigen, leicht kalkigen Sandsteinen gebildet. Kleinrippelmarken strukturieren die Schichtflächen. Als Zwischenmittel zwischen den Sandsteinlagen sind hell graue bis grau-grüne Silte und Mergel. Im Basalbereich der Schichtfolge finden sich häufig Toneisensteingeoden.

Im W/E-Profil (Abb.: 19) wird das Schichtglied aus überwiegend hell grauen auch grau-grünen Silten mit eingeschalteten Sandsteinbänken gebildet. In der Bohrung C erscheinen die Sandsteine in einer Mächtigkeit von ca 11 m. Ihnen aufgelagert schaltet sich eine Dolomitbank ein. Sie ist in den benachbarten Bohrungen nicht nachgewiesen worden. Vermutlich handelt es sich um eine lakustrine Bildung innerhalb der fluviatil, deltaisch geprägten Sequenz.

Im S/N-Profil schalten sich südlich von Bremen Mergel in das Meiborssen-Glied ein.

Der Übergang zum vollmarinen Lias wird in den Bohrungen durch das Auftreten von schwarzen Tonen gekennzeichnet.



Die Bohrungen wurden aus Cuttings zusammengesetzt.
Zur Korrelation wurden Tonmineralanalysen herangezogen.

Abb. 19

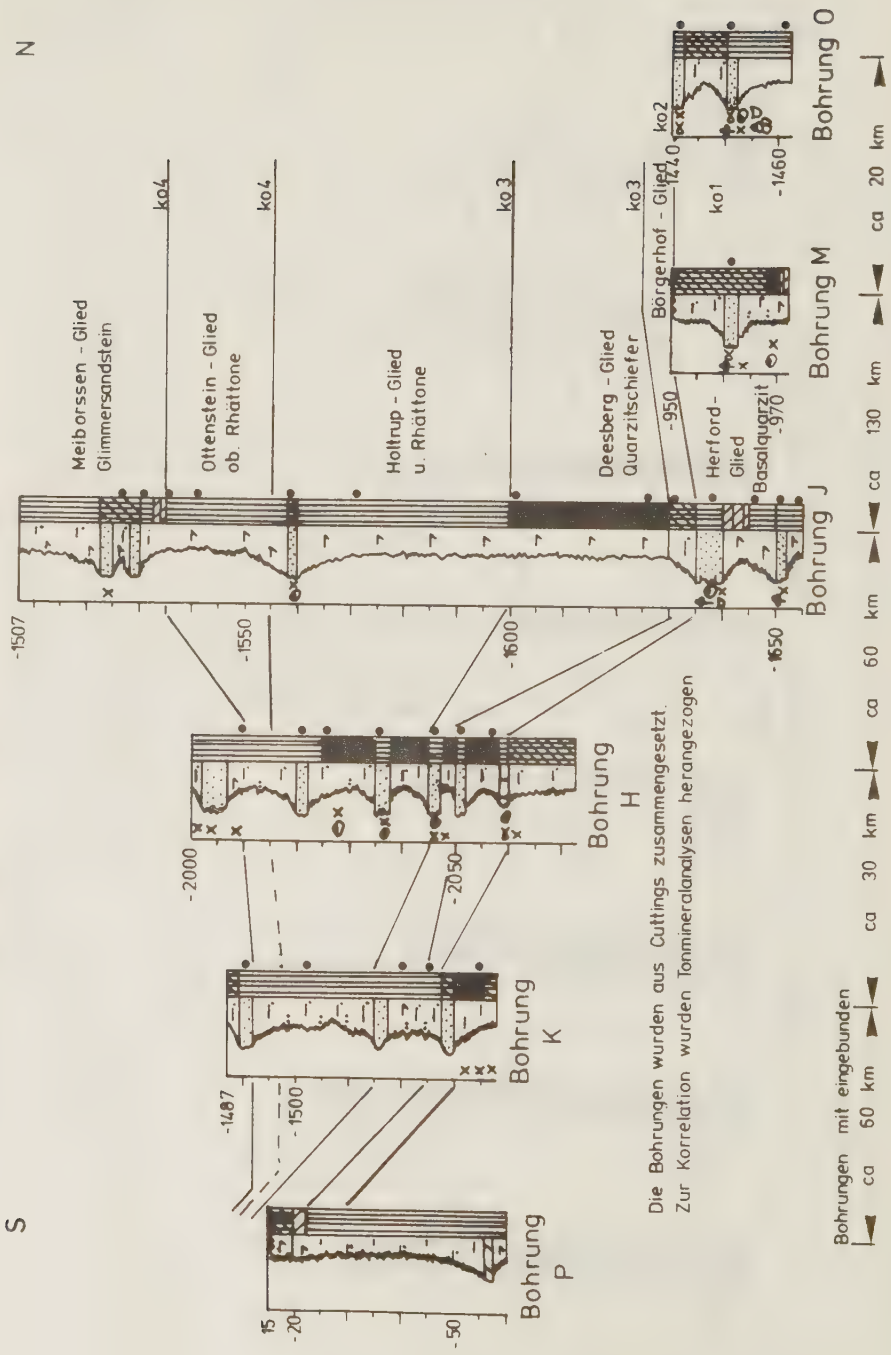
Bohrungen mit eingebunden



Bohrprofile im ko / Oberkeuper / Rhät / Exter-Gruppe

S

N



Die Bohrungen wurden aus Cuttings zusammengesetzt.
Zur Korrelation wurden Tonmineralanalysen herangezogen

Bohrungen mit eingebunden



2.3 Schichtmächtigkeit und Fazies

Die Mächtigkeitsverteilungen der lithologischen Einheiten wurden durch Bohrungsdaten aller den Keuper durchörternden Bohrungen des Norddeutschen Raumes ermittelt (ca. 250 Bohrungen je Schichtgruppe).

Eine Korrektur der Bohrteufen zur Ermittlung der wahren Schichtmächtigkeiten wurde nicht durchgeführt, da Angaben zum Schichteinfallen für den gesamten Arbeitsbereich nicht zur Verfügung standen. Das Einfallen der Schichten dürfte im Bereich des gesamten Niedersächsischen Beckens ca. 5-20 Grad betragen (ermittelt an bearbeiteten Kenstrecken). Dies bedeutet eine Abweichung zwischen 0.4-6% gegenüber den wahren Schichtmächtigkeiten. Die Differenz erscheint in diesem Rahmen unerheblich.

Fazielle Aussagen konnten anhand der bearbeiteten Bohrungen sowie der Geländebefunde gemacht werden. Hinzu kamen lithologische Angaben bei den zur Verfügung gestellten Bohrungsdaten.

2.3.1 ku

A. Schichtmächtigkeit

Der Ablagerungsraum des ku (Lettenkohlenkeupers, Höxter-Gruppe) entwickelte sich aus dem Milieu des oberen Muschelkalks. Während beckenrandlich bereits Unterkeupersedimente abgelagert wurden, zeigen die Sedimente im distaleren Becken noch Anklänge an den Muschelkalk.

Sedimentschüttungen von den damaligen Festlandbereichen wie Skandinavien, der Rheinischen Masse, der Böhmisches Masse und der Holländischen Schwelle gelangten in das sich verflachende Muschelkalkbecken (ZIEGLER 1982, KUMM 1941, VOLKAMER 1939). Der Ablagerungsraum des Unterkeupers in Norddeutschland kann zu der Zeit als seichtes, schwach reliefiertes Becken angesehen werden. Das Ablagerungsmilieu schwankt zwischen marin, brackisch, fluviatil, deltaisch bis playa-, sebkha-artig. Der gesamte Norddeutsche Raum zeigt den Charakter einer Großlagune.

Senkungsgebiete wie die Emssenke mit erhöhten Sedimentmächtigkeiten von ca. 75-90 m, der Hessischen Senke mit Mächtigkeiten von ca. 80-90 m und der nördliche Zentral Trog mit

ca. 170 m Unterkeuperablagerungen (Abb.: 21,22) waren bereits seit dem Stefan strukturell vorgezeichnet.

Der südliche Beckenrand wird durch Schwellen mit geringer Mächtigkeit strukturiert.

Der Rheinischen Masse vorgelagert ist die Hunte Schwelle. Sie ist bis südlich Bremen nachweisbar. Ihre Existenz konnte durch Schichtausfälle bzw. Reduktionen in den Bohrprofilen B, C nachgewiesen werden (Abb.:9,22; vgl. DUCHROW 1984, WOLBURG 1969). Die hier nicht ausgebildeten, liegenden Schichtglieder des Kul sind im Bereich der Bohrung G, südlich Bremen, wieder voll entwickelt.

Südöstlich Hamburg zeigt sich eine halbinselartige Mächtigkeitsreduktion. Sie kann mit der Mobilisation des Zechsteinsalinars im Buntsandstein in Zusammenhang gebracht werden. Nach der Salzstrukturkarte von JARITZ (1973) ist diese Aufwölbung durch die Mobilisation des Salzstockes von Ebstorf zu erklären. Weitere inselartige, engbegrenzte Schwellenbereiche dieses Raumes können durch die Aktivierung der Diapire von Taaken, Kallmoor und Volkwardingen begründet werden. Diese Salzstöcke begannen im Verlauf des Mittleren Buntsandsteins ihren Aufstieg.

B. Fazies

Die Gesamtkonfiguration des Ablagerungsraumes im Keuper ist gekennzeichnet durch ein tieferes Meeresbecken im Norden (heutige Nordsee) und ein südlich vorgelagertes Nebenbecken, das zeitweilig seinen marinen Charakter verliert (Niedersächsisches Becken).

Im Ku wird das generelle Bild durch fluviatile Schüttungen von den beckenrandlichen Hochgebieten modifiziert. Während der Ablagerungszeit des Unteren Lettenkohlsandsteins (Eilversen-Glied) gelangten erste klastische, fluviatile Ablagerungen in Randlagen der angrenzenden Hochgebiete. Im Bereich der Hunte Schwelle (Bohrung C) ist das Schichtglied nicht ausgebildet (vgl. Kap. 2.2.2, Abb.:9). Erst südlich von Bremen, im Bereich der Bohrung G, scheint die normale Schichtfolge wieder vollständig ausgebildet zu sein. Das Eilversen-Glied wird hier im Hangenden

durch Sandschüttungen abgeschlossen. Der Schichtausfall im Bereich der Hunte Schwelle kann auf Schollenbewegungen zurückgeführt werden. Zur Ablagerungszeit des Eilveresen-Gliedes und des Kollerbeck-Gliedes (Hauptdolomit) war die Hunte Schwelle Abtragungsgebiet. Erst im Verlauf des Ratsiek-Gliedes konnten die fluviatilen Sedimente des kul' die Schwelle überdecken.

Im Abstieg zur Hessischen Senke überwiegen im Bereich des Lippischen Berglandes (Bohrung P) mergelige Sedimente. Die Schichtenfolge wird in diesem Raum durch lakustrische bis playartige Dolomite abgeschlossen.

Sandig- fluviatile Fazies tritt in diesem Raum vermehrt südlich von Bad Pyrmont auf. Nach KUMM (1941) und Volkamer (1939) kamen die Feinsandschüttungen im Bereich der Hessischen Senke sowohl von den angrenzenden Hochgebieten, als auch vom Skandinavischen Festland (WURSTER 1964).

Im Anstieg zum Fünen Hoch überwiegen mergelige Sedimente, eingelagert darin ist Anhydrit (Bohrungen M,L).

Im flachen, ausgedehnten Ablagerungsraum erscheinen im Eilveresen-Glied lokal immer wieder Sandsteineinschaltungen. Sie geben Hinweise zur Verbreitung der Rinnenfazies. Scheinbar ist ihr Rinnennetz über den gesamten Norddeutschen Bereich verbreitet.

Das Kollerbeck-Glied (Hauptdolomit) zeigt im gesamten Arbeitsgebiet eine überwiegend mergelige Ausbildung nur im Anstieg zu den Schwellenbereichen schalten sich zunehmend Dolomithorizonte ein. In tieferen Beckenbereichen ist Anhydrit in den Mergeln eingelagert.

Das Ablagerungsmilieu schwankte zwischen lakustrisch bis playartig. Dies wird durch eingelagerte Fossilreste dokumentiert (Pflanzenreste, Echinidenreste).

Im Bereich Weser/Lippisches Bergland schaltet sich als zusätzliche Schüttung im kul der Anoplophora Sandstein ein (vgl. Kap. 2.2.2). Im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes und in den bearbeiteten Bohrungen konnte er nicht nachgewiesen werden. Nach KÜHLE (1958) stammen die Feinsandsteinschüttungen von der Rheinischen und Böhmisches Masse. Scheinbar fand er nur im Raum der Hessischen Senke Verbreitung.

Im kul' (Hauptlettenkohlsandstein) vollzieht sich die Sedimentation in drei Zyklen (vgl. Kap. 2.2.3). Als Gestein

Überwiegen in dieser Formation Mergel. Die Schüttungsrichtungen des kul bleiben erhalten. Eingelagert in Mergeln finden die kul' Feinsandsteinrinnen im Ablagerungsraum in unterschiedlichen Niveaus weite Verbreitung. Sie wurden aber westlich einer Linie Sylt/Münster in den bearbeiteten Bohrungen nicht mehr beobachtet. Im Bereich des Zentral Troges nördlich Bremen ist in den Mergeln des kul' Anhydrit eingelagert (Bohrung J). Die Struktur dieses "Troges" ist im Verlauf des gesamten Keupers erhalten und zeichnet sich als Absenkungsgebiet mit erhöhter Sedimentakumulation aus. Nur zu Beginn des 1. Zyklolithems erreichen Feinsande diesen Raum. Im Gebiet von Sylt erscheinen die Sandschüttungen erst im Ausklang des 3. Zyklolithems.

Eine skandinavische Schüttung, die erst zu der Zeit aktiviert wurde und den Ablagerungsraum erreichte, ist denkbar. Andererseits wäre es auch möglich, daß Feinsandsteinrinnen aus südlichen Liefergebieten diesen Ablagerungsraum erst zu dieser Zeit erreichten, während vorher nur Mergel abgelagert wurden.

Das Papenhöfen-Glied (Grenzdolomit, ku2) ist als hangende Ausbildung des 3. Zyklolithems im ku im gesamten Schelfbereich dolomitisch -mergelig ausgebildet (vgl. Kap. 2.2.4). In tieferen Beckenpositionen ist Anhydrit in den Mergeln eingelagert. Auf Schwellen wurden in Äquivalentniveaus Dolomite ausgebildet. Das Ablagerungsmilieu war evaporitisch.

Schichtmächtigkeiten im ku



Abb.: 21

Schichtmächtigkeiten im Unterkeuper (Höxter-Gruppe). Punkte lokalisieren den Unterkeuper durchörternde Bohrungen. Schraffierte Bereiche bezeichnen Gebiete mit Mächtigkeitsreduktionen durch aufsteigende Salzstöcke.

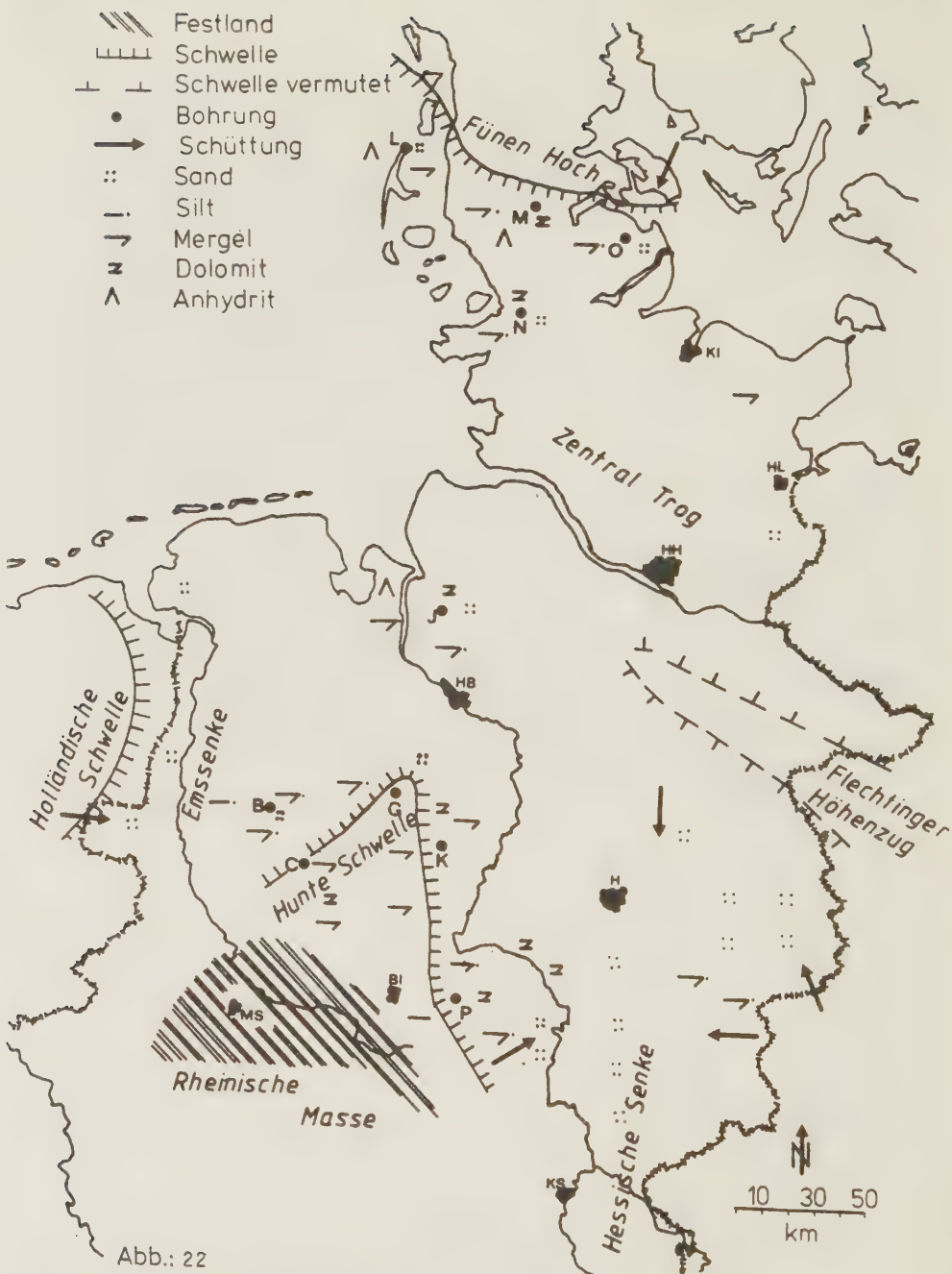


Abb.: 22

Fazieskarte des ku1 und ku1' (Unterkeuper, Höxter-Gruppe).
 Schüttungen nach ZIEGLER (1982), KUMM (1941), VOLKAMER (1939).
 Benennungen nach ZIEGLER (1982), WOLBURG (1969), KUMM (1941).

2.3.2 km1

A. Schichtmächtigkeiten

Der Isopachenverlauf des km1 (Unterer Gipskeuper, Grabfeld-Gruppe; Abb.: 23) ist dem des Unterkeupers zum Teil ähnlich. Weiterhin existieren die im ku auftretenden Hochgebiete und werden durch neu hinzukommende, salztektonisch bedingte Hebungsbereiche erweitert.

Die Verbreitung der Senkungsgebiete zeigt im km1 gegenüber dem ku geringfügige Veränderungen. Im Bereich der Emssenke wird das vorgezeichnete Relief ausgeglichen. Der bei Meppen existierende Unterkeupertrog macht sich während des km1 nicht mehr strukturell bemerkbar. Auch wird sein Verbindungstief zum Nordsee-Becken auf eine Einbuchtungsstruktur reduziert.

Die Anlage der Hessischen Senke und des Zentral Troges bleiben unverändert.

Minimale Schichtmächtigkeiten von 6 m konnten im Bereich der Holländischen Schwelle noch nachgewiesen werden. Zum tieferen Becken hin nehmen die Mächtigkeiten stetig zu. Südlich Bremen werden ca 150 m, im Zentral Trog ca. 250 m und im Bereich der Deutschen-Bucht über 1000 m erreicht. Im Bereich der Hessischen Senke liegen die durchschnittlichen km1 Mächtigkeiten bei 150-160 m.

Innerhalb dieser Senke liegen nördlich und südlich Hannover inselartige Schwellenbereiche, die sich von ihrer Umgebung durch Mächtigkeitsreduktionen von ca 20 m abheben. Der Bereich nördlich Hannover liegt über dem Salzstock von Wietze-Hambühren und der südliche auf der Salzstruktur von Weenzen. Nach JARITZ (1973) wurden der Diapir von Wietze-Hambühren prä-Wealden zeitlich, und der Salzstock von Weenzen im Buntsandstein aktiviert.

Bereits im ku zeigen sich südlich Hamburg, in Richtung SE (Raum Wustrow) mehrere Kleinschwellenbereiche an (Abb.:21). Im Unteren Gipskeuper bilden diese einen zusammenhängenden Schwellenbereich, der den Zugang zur Hessischen Senke in Richtung W verlagert. Diese Struktur ist auf den anhaltenden Aufstieg der Salzstöcke von Volkwardingen und Ebstorf zurückzuführen. Im NW-Randbereich wird die Struktur durch die bereits im ku aktivierten Salzstöcke von Taaken und Kallmoor unterlagert. Zusätzlich macht sich nun der Aufstieg des Diapirs von Töps verstärkt bemerkbar.

Die Ausrichtung dieser Schwelle ist herzynisch.

Ein weiterer, eng begrenzter Schwellenbereich macht sich im Raum Cloppenburg bemerkbar. Diese Struktur kann möglicherweise auf die Mobilisation der Salzstöcke von Hengstlage und Sagermeer zurückgeführt werden. Nach JARITZ (1973) wurden sie keuperzeitlich aktiviert.

Die auf der Hunte Schwelle gelegenen Bohrungen zeigen zum Teil Mächtigkeitsverringerungen und Schichtausfälle (Abb.:11). Möglicherweise wurden diese Reduktionen durch Schollenbewegungen synchron zur Sedimentation herbeigeführt. Erst abseits dieser Scholle werden in Bohrungen die Formationen des km1 vollständig durchteuft. Ähnliche Schichtausfälle wiederholen sich im Anstieg zum Fünen Hoch (Abb.:12; Bohrung O,M,N).

B. Fazies

Der Ablagerungsraum des km1 im Bereich des Niedersächsischen Beckens kann als Großlagune angesehen werden. Durch die Einwirkung des semiariden Klimas entwickelte sich auf dem wenig reliefierten Sedimentationsraum evaporitische Sedimente. Bei hoher Verdunstung und nur geringem Wasseraustausch mit dem nördlich gelegenen Meeresbecken und der Hessischen Senke konnten die Ionenkonzentrationen bis zur Ausfällung von Halit, mit Einlagerungen von Sylvin und Carnallit temporär gesteigert werden (durch XRD nachgewiesen).

Während des km1 wurde das Hochsalinar mit NaCl-Ausscheidung im Verlauf der Vörden Formation erreicht.

Bedingt durch das evaporitische Milieu überwiegen als klastische Komponenten im Ablagerungsraum dolomitische Mergel. Im distaleren Becken nimmt der Anteil an Anhydrit in den Mergeln zu. Am Beckenrand und im Bereich der Schwellen schalten sich vermehrt Dolomithorizonte in die Schichtfolge ein (vgl. Kap. 2.2.5).

Nahezu identisch zum Verlauf der 175 m Isopache sind beckenintern Steinsalzlager verbreitet. Mächtigkeiten von ca. 400 m (Bohrung J) wurden durchörtet.



Abb.: 23

Schichtmächtigkeiten im Unteren Gipskeuper (Grabfeld-Gruppe).
 Punkte lokalisieren die den km1 durchörtenden Bohrungen.
 Schraffierte Bereiche bezeichnen Gebiete mit Mächtigkeits-
 reduktionen durch aufsteigende Salzstöcke.

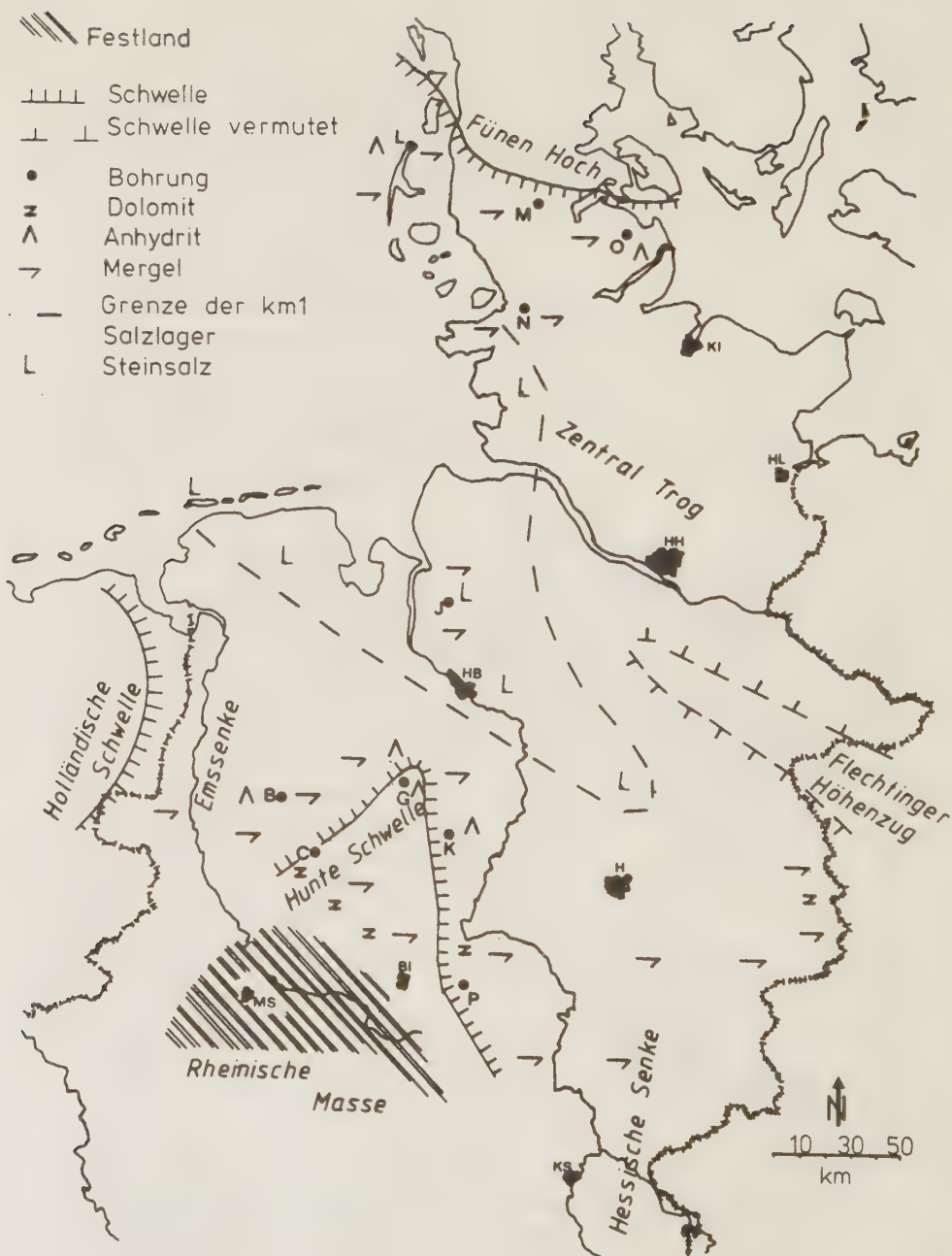


Abb.: 24

Fazieskarte des ku2 (Grenzdolomit, oberes Papenhöfen-Glied) und km1 (Unterer Gipskeuper, Grabfeld-Gruppe).

2.3.3 km²

Schichtmächtigkeit und Fazies

Im km² (Schilfsandstein, Stuttgart-Gruppe) wird der Isopachenverlauf gegenüber den älteren Schichtgruppen signifikant verändert (Abb.: 25). Das sich von Skandinavien nach SW vorbauende Flußsystem entwickelt in dem nur wenig reliefierten Becken ein weit verbreitetes Rinnensystem. Die Verbindung mit dem Süddeutschen Germanischen Becken wird im Arbeitsgebiet durch die Hessische Senke hergestellt. Die relativ schnelle Ablagerung der fluviatilen Sedimente führte zu den signifikanten Abweichungen von dem üblichen Beckenmuster.

Auf der Schichtmächtigkeitskarte zeichnen sich Bereiche mit erhöhter Mächtigkeit neben inselartigen Schwellenbereichen ab. Erstere zeigen rinnenartige Strukturen und sind in SW-S Richtung ausgerichtet. Die Rinnenausrichtungen korrespondieren mit den ermittelten Hauptströmungsrichtung des km² (DUCHROW 1984).

Gleiche Lagen zeigen die Schwellen. Ihre Isopachen ordnen sich um ovale Mächtigkeitsminima an. Diese dürften mögliche Inselbereiche zwischen zwei zeitgleich existierenden Rinnenverläufen im Deltadachbereich angesehen werden. Die Mächtigkeitsmaxima spiegeln den Verlauf der Hauptströmungsrinnen wieder. Dies wird verdeutlicht durch die bearbeiteten Rinnenverläufe im Bereich von Vlotho und Bad Pyrmont durch KRUCK & WOLFF (1975), sowie durch DUCHROW (1984) im Osnabrücker Bergland (Abb.: 25). Sie fügen sich in das Mächtigkeismuster des Beckens ein.

Die relativen Hochlagen (Abb.: 25) zeigen vielfach eine auffällige Beziehung zu bereits aktivierten Salzstrukturen. Flußsysteme reagieren überaus empfindlich auf Reliefunterschiede, daher ist es durchaus denkbar, daß die Einlagerung der Hauptströmungsrinnen in den vorgezeichneten "Relieftiefs" erfolgte.

Die dabei vorgegebenen Rinnenverläufe mit geringer Sinusität und die relativ ortsfesten Lagen lassen den km² im Becken Ähnlichkeiten zum anastomosierenden Flußsystem entwickeln.

Beckenrandlich hingegen scheinen verzweigte Rinnen zu überwiegen (Bereich Weserbergland, Abb.: 25). Möglicherweise geht dies auf fehlende Reliefunterschiede in diesem Raum zurück.

Im Anstieg zur Rheinischen Masse werden die Rinnenmächtigkeiten

gegenüber dem Becken geringer. Liegen sie im Beckenbereich bei durchschnittlich 30-40 m (maximal bei 90 m), so reduzieren sie sich am südlichen Beckenrand auf ca. 5-10 m. Im Bereich des Lippischen Berglandes sind es noch 10-20 m mächtige Rinnen.

Im Bereich der eingelagerten Hochs reduzieren sich die Schichtmächtigkeiten im Becken von ca. 10-20 m zum südlichen Beckenrand auf ca. 5 m (1 m im Bereich der Emssenke).

Die im Becken vorgezeichneten Schwellen- und Senkungsstrukturen des km1 wurden durch die schnell fortschreitende Sedimentation des Schilfsandsteins (WURSTER 1964) überlagert.

Bereits THURACH (1889) unterschied im Schilfsandstein Frankens die "Flut- und Stillwasserfazies" (vgl. Kap. 2.2.6). Verfolgt man den Aufbau des Schilfsandsteins in den Bohrungen und Tagesaufschlüssen, so zeigen sich laterale Übereinstimmungen. Im oberen Abschnitt des km2 zeigt die Osnabrück Formation in ihrer Mächtigkeit nahezu laterale Konstanz (Abb.: 13,14). Rote, grüne und bunte Farben, sowie lakustrine dolomitische Einschaltungen nehmen in dieser Formation zu (Hochlagen zwischen den Rinnen; vgl. Kap. 2.2.6).

In der Unteren Stuttgart-Gruppe, der Schleddehausen bzw. Plessen Formation, treten überwiegend N-S ausgerichtete Strombänder, mit intern einheitlicher Fließrichtung auf (DUCHROW 1984, KRUCK & WOLFF 1975). Laterale Mächtigkeitskonstanz liegt nicht vor. Im Bereich der Tagesaufschlüsse zeigen ein Großteil der Strömungsrinnen Graufärbung. DUCHROW (1984, 1968) bezeichnete diese Ausbildung als Falkenhagener-Fazies. Sie zeichnet sich durch hellgraue Sandsteine, mit z.T. quarzitischer Zementation aus. Zwischen den Sandsteinpaketen erscheinen dunkelgraue bis schwarze Tone und Silte. Inkohltes Pflanzenmaterial und Pyritführung sind häufig. Abseits der Channeltiefs nimmt die Graufärbung in Richtung auf die Hochlagen ab. Sie wird durch grüngraue und grüne Farben vertreten. Fließrichtungen mit SSW-Ausrichtung überwiegen. In Rinnenrandlagen und auf den Hochs überwiegen rote und grüne Sedimentfarben. DUCHROW (1984, 1968) bezeichnet diese Ausbildung als Nieser-Fazies. Sie ist gekennzeichnet durch feinerklastisches Material, bunte Sedimentfarben, eingelagerten, mürben, rotfleckigen Feinsandsteinen und Hämatitführung. Eine bevorzugte Fließrichtung liegt in der Nieser-Fazies nicht vor.

Schichtmächtigkeiten im km2



2.3.4 km3 und km4

A. Schichtmächtigkeit

Die Mächtigkeiten dieser Schicht-Gruppen wurden zusammengefaßt, da die Grenzziehung zwischen beiden Einheiten in den Bohrungen von den Erdölgesellschaften nur unzureichend getroffen wurden. Dies zeigte sich im weiteren Verlauf der petrographischen Überarbeitung der Bohrungen.

Nach dem fluviatil dominierten km2 zeichnen sich im Oberen Gipskeuper (km3 und km4; Weser-Gruppe und Detmold-Gruppe) die alt angelegten Beckenstrukturen wieder ab (Abb.: 26). Im Ablagerungsraum werden durchschnittliche Sedimentmächtigkeiten von 100-400 m ausgebildet. Im Übergangsbereich zwischen Zentral Trog und Nordsee Becken sind es Sedimentmächtigkeiten von über 2700 m.

Östlich von Hamburg zeigt sich eine Aufwölbung, die gegenüber der Umgebung einen Mächtigkeitsunterschied von ca. 100 m aufweist. Dieser kleine Schwellenbereich dürfte in Übereinstimmung mit JARITZ (1973) auf den Diapir von Nüsse zurückzuführen sein. Das Steinsalz wurde hier bereits im Muschelkalk aktiviert. Südöstlich von Hamburg findet sich wie bereits zuvor im km und km1 eine spornartige Schwellenposition, die vermutlich mit der bereits vorangegangenen Salztektonik in Verbindung zu bringen ist. Sie ist mit dem Salzstock von Ebstorf verbunden (s.o.).

Südlich von Hamburg zeigt sich eine weitere Aufwölbung, die im Zusammenhang mit dem Salzstock von Sülze gebracht werden kann (Aufstieg ab so). Im Bereich der Unterelbe deutet eine inselartige Aufwölbung mit einer Mächtigkeitsreduktion gegenüber der Umgebung von ca. 180 m auf Salzbewegungen im Untergrund. Sie ist mit der Salzmauer von Westerwanna (Aufstieg ab su) in Verbindung zu bringen.

Im Bereich der Hunte Schwelle zeigen die bearbeiteten Bohrungen im km3 und im km4 Mächtigkeitsreduktionen bzw. Schichtausfälle (vgl. Abb.: 15, 17; Kap. 2.2.7, Kap. 2.2.8). Die Mächtigkeitsreduktionen sind einerseits mit der Schwellensituation zu erklären, andererseits können die Schichtausfälle mit tektonischen Bewegungen in Verbindung gebracht werden. Während des km3 und km4 zeigen die alt angelegten Senkungsgebiete, die sich im km2 nicht strukturell bemerkbar machten, wiederum erhöhte Sedimentmächtigkeiten.

B. Fazies

Mit Beendigung des fluviatilen Milieus im km2 wird im km3 und km4 die evaporitische Sedimentation in diesem Raum fortgesetzt (Abb.:27). Vergleichbar mit der Fazieskarte des km1 (Abb.: 24) werden im gesamten Ablagerungsbereich überwiegend dolomitische Mergel sedimentiert. Als Sedimentationsräume können wiederum Lagunen, Playas und Sebkhas angenommen werden.

Im Bereich der Hunte Schwelle und im Anstieg zum Fünen Hoch schalten sich Dolomitlagen ein (Isenberg Horizont km3, Schwarzenberg Horizont und Kreienberg Horizont km4; vgl. Kap. 2.2.7, Kap. 2.2.8).

Gegenüber dem km1 ist die Verbreitung der Steinsalzlager großflächiger ausgebildet. Diese finden sich zwischen der 175 m Isopache im Süden und einer Linie die von Ebstorf, nach Hamburg und Fehmarn im Norden verläuft. Sie sind auf den km3 beschränkt. Steinsalzmächtigkeiten von über 200 m (Bohrung O) werden in diesem Raum erreicht.

Schichtmächtigkeiten im km 3 + km 4

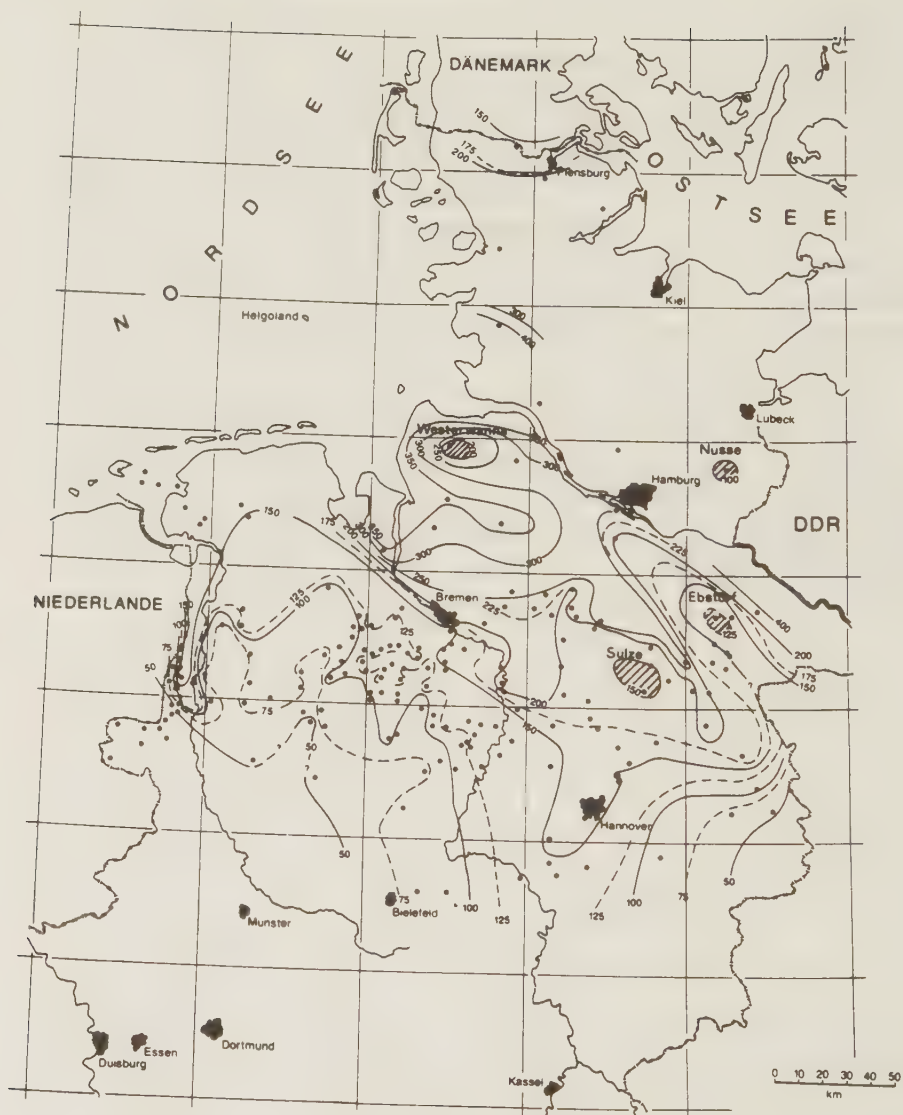


Abb.: 26

Schichtmächtigkeitskarte des km3 und km4 (Oberer Gipskeuper, Weser- und Detmold-Gruppe). Punkte bezeichnen den km3 und km4 durchörternde Bohrungen. Schraffen geben Bereiche mit Salztektunik an.



Abb.: 27

Fazieskarte des km3 und km4 (Oberer Gipskeuper, Weser- und Detmold-Gruppe.).

2.3.5 ko

A. Schichtmächtigkeit

Nach dem salinaren oberen Gipskeuper (km3, km4) verändert sich die Beckenstruktur im ko (Oberkeuper, Rhät, Exter-Gruppe). Die alt angelegten Hochgebiete (Holländische Schwelle, Rheinische Böhmsche Masse) sind noch vorhanden. Über Rhätsedimente im nördlichen Schleswig - Holstein liegen nur unzureichende Erkenntnisse vor, da das Rhät erosiv abgetragen, bzw. transgressiv überlagert wurde (Bohrung L, M, N, O).

Im Bereich dieser Beckenrandlagen sind die Rhätmächtigkeiten erwartungsgemäß gering. Im Anstieg zur Holländischen Schwelle konnten noch 7 m Rhät festgestellt werden. In Richtung zum tieferen Becken (Zentral Trog) nehmen die Mächtigkeiten stetig zu. Maximale Mächtigkeiten von ca. 230 m werden SE von Hamburg erreicht.

Die Anzahl der lokal eng begrenzten Schwellenbereiche mit verringerten Schichtmächtigkeiten nimmt im Rhät gegenüber den älteren Schichtgruppen zu. Diese inselartigen Aufwölbungen stehen wiederum mit dem Diapirismus im Zusammenhang. Im Vergleich mit der Salzstrukturkarte von JARITZ (1973) kann die Mächtigkeitsreduktion östlich Aurich (Abb.: 28) in Verbindung mit dem Aufstieg des Salzstockes von Brockzetel gebracht werden (Aufstieg ab sm). Bei Wangerooge bewirkt dies der erst keuperzeitlich aufsteigende Langstock. Östlich Bremerhaven werden die auftretenden Schwellenbereiche durch die Salzmauern von Alfstedt (Aufstieg ab su) und Breddorf (Aufstieg ab sm) verursacht.

Südlich Hamburg kann das auftretende Mächtigkeitsminimum vermutlich mit den Salzstrukturen von Sottorf und Egestorf (beide keuperzeitlicher Aufstieg) in Verbindung gebracht werden. Der spornartige Schwellenbereich wie er sich im km3 und km4 südlich von Hamburg zeigte (Abb.: 26), ist im Rhät nur noch schwach zu erkennen. Vermutlich verminderte sich hier die Aufstiegsgeschwindigkeit der Salzstöcke, so daß auch in diesem Gebiet Rhät mit durchschnittlichen Sedimentmächtigkeiten von ca. 150-170 m abgelagert wurde.

Bei Wustrow wird das Rhät durch das bereits im su aktivierte Salz relativ zu der Umgebung auf ca. 50 m vermindert.

Östlich Hannover zeigt die Aufwölbung von Dalum/Elm die dort

einsetzende Aktivierung des Zechsteinsalzes. Südwestlich Hannover kann die Schichtreduktion durch den Aufstieg der Salzstöcke von Benthe und Stemmer Berg erklärt werden.

Neben den alt angelegten Senken, wie dem Zentral Trog, der Emssenke und der Hessischen Senke, zeigen sich im Rhät erstmalig lokal engbegrenzte Tröge mit erhöhten Sedimentmächtigkeiten. Diese Gebiete liegen SE Hamburg, teilweise auf dem ehemaligen Schwellenbereich des km3 und km4 (Abb.: 26). Sowie südlich davon (Gifhorner Trog). Rhätmächtigkeiten bis 250 m wurden hier erbohrt.

Beide Lokaltröge waren bereits im km1 und im Oberen Gipskeuper (Abb.: 23, 26) in ihrer Struktur vorgezeichnet.

Ein weiterer lokaler Trog macht sich im Raum Quakenbrück mit erhöhten Mächtigkeiten bemerkbar. Hier war die Struktur im km3 und km4 vorher noch nicht erkennbar. Die Entwicklung dieser Tröge dürfte auf die Mobilisation des Zechsteinsalzes, gebunden an Störungszonen, zurückzuführen sein. Dadurch ergeben sich lokale Massendefizite, die wiederum zu Trogbildungen führen.

B.Fazies

Mit dem Wechsel von km4 zum Rhät, zeigt sich auch in fazieller Hinsicht eine Veränderung der Lithologie im Becken. Wurden im km4 noch überwiegend dolomitische Sedimente abgelagert, so zeigen sich im Unterrhät (Rinteln Formation) vermehrt fluviatile Sedimente (vgl. Kap. 2.2.9). Mit Verringerung der karbonatischen Sedimentation und dem Auftreten brackisch-limnischer Ostracoden, wird eine Änderung im Wasserchemismus deutlich. Es erfolgte Aussüßung des ehemals salinaren Milieus. Dies ist vermutlich durch erniedrigte Verdunstung und erhöhte Niederschläge bewirkt worden. Die grobklastische Sedimentation erfolgte überwiegend beckenrandlich, NW der Böhmisches Masse, im nördlichen Harz Vorland.

Diese Sedimentation ist nach APPEL (1981) für den Vorharzbereich auf ein sich nach NW ausbreitendes Deltasystem zurückzuführen. Ausgehend von der Böhmisches Masse schoben sich im Unterrhät diese Vorschüttkörper bis in den Bereich Weser/Bremen. APPEL (1981) bezeichnet diesen unterrhätischen Deltavorstoß als

Allertal-Schüttung. Westlich Hannover nimmt der Sandgehalt und die Anzahl der Sandsteinbänke kontinuierlich ab.

Im Osnabrücker Bergland überwiegt die Siltkomponente (vgl. 2.2.9; Abb.: 19, 20, 29).

Die Mächtigkeitsmaxima im Unterrhät stehen in enger Verbindung mit den vorgezeichneten Großstrukturen dieses Raumes. D.h. die Rinnenverläufe folgen der alt angelegten Allertal-Linie und dem Gifhorner Trog (BATTERMANN 1983).

Der Übergangsbereich zwischen sandiger Deltafazies und einer überwiegend marinen Fazies lag westlich der Weser und im Raum Bremen. Dies wird durch das Sand/Ton Verhältnis der Bohrungen (BATTERMANN 1983, STINDER 1985), durch Fossilfunde (Foraminiferen) und den Bor-Gehalt in Illiten (vgl. Kap. 9) verdeutlicht. Im nordwestlichen Beckenteil wurden überwiegend marine Silte abgelagert. Im oberen Abschnitt des Unterrhäts deutet sich durch eine Salinitätszunahme (Foraminiferen, Borgehalte) eine Verbindung zu vollmarin entwickelten Gebieten an. Sie kann als Beginn der Liastransgression angesehen werden (WILL 1968, 161; vgl. Kap. 2.2.9).

Im Mittelrhät erreichen neue Sandsteinschüttungen aus dem Bereich der Böhmisches Masse das nördliche Harz-Vorland. Im unteren Mittelrhät wird zunächst die Fallstein-Schüttung (APPEL 1981) aktiviert. Der Deltavorschub erfolgt in NW-Richtung. Die laterale Verbreitung der Fallsteinschüttung geht über die Ausbreitungsgrenzen der Allertal-Schüttung hinaus (Abb.: 30, Kap. 2.2.9). Zu Beginn des Mittelrhäts nimmt die Schüttungsintensität dieses Deltavorbaus ab. Gleichzeitig wird der Deltavorstoß der Lappwald-Schüttung intensiviert. Außerhalb des sandigen Verbreitungsgebietes sind überwiegend marine Silte und Tone abgelagert worden.

Im SE des Arbeitsgebietes zeigt das Vorkommen autochthoner Kohlen (Tab.1, Lok 211) in den oberen Bereichen des Mittelrhäts (Holtrup-Glied) Deltadachbildungen an (JÜNGST 1928, KUMM 1941).

Im höheren Mittelrhät wurde auch der Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes von marinen Sedimenten überdeckt ("Flasersandstein". WILL 1969). Die Sandsteinschüttungen des Mittelrhäts endeten abrupt. Ein deutlicher Korngrößenwechsel zu Feinsiltsteinen tritt in den Profilen auf. Sie wird durch ein Absinken des Deltakörpers

hervorgerufen. Ob die Materialzufuhr aufhörte oder lediglich in andere Gebiete verlegt wurde bleibt fraglich. Der Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes geriet unter den Einfluß eines flachen Randmeeres mit verhaltener Sedimentation ohne gröbere Einschaltungen.

Mit dem Oberrhät werden nochmals fluviatile Deltaschüttungen (glimmerreiche Sandsteine) im Becken abgelagert. Sie stammen vermutlich von der Böhmisches Masse. Die Rinnenverläufe zeigen überwiegend NNW-Richtungen an. Auch hier werden die alt angelegten Strukturen (Allertal-Linie, Gifhorner Trog) durch erhöhte Sedimentmächtigkeiten deutlich (Abb.: 31). Die laterale Verbreitung dieser Sandsteinschüttung tritt gegenüber denen des Mittelrhäts scheinbar zurück und beschränkt sich in der sandigen Fazies auf das Gebiet östlich Hannover bis südlich Uelzen (Abb.: 31). Im Bereich der Hunte Schwelle zeigen die Bohrungen C und E als einzige einen erhöhten Sandgehalt im Oberrhät. Woher die Sandschüttungen in diesem Raum stammen, ist fraglich. Der übrige Beckenbereich zeigt siltige Fazies.

Schichtmächtigkeiten im ko



Abb.: 28

Schichtmächtigkeiten im ko (Oberkarbon, Rhät, Exter-Gruppe).

Punkte bezeichnen den ko durchörternde Bohrungen. Schraffen geben Bereiche mit Salztektonik an.

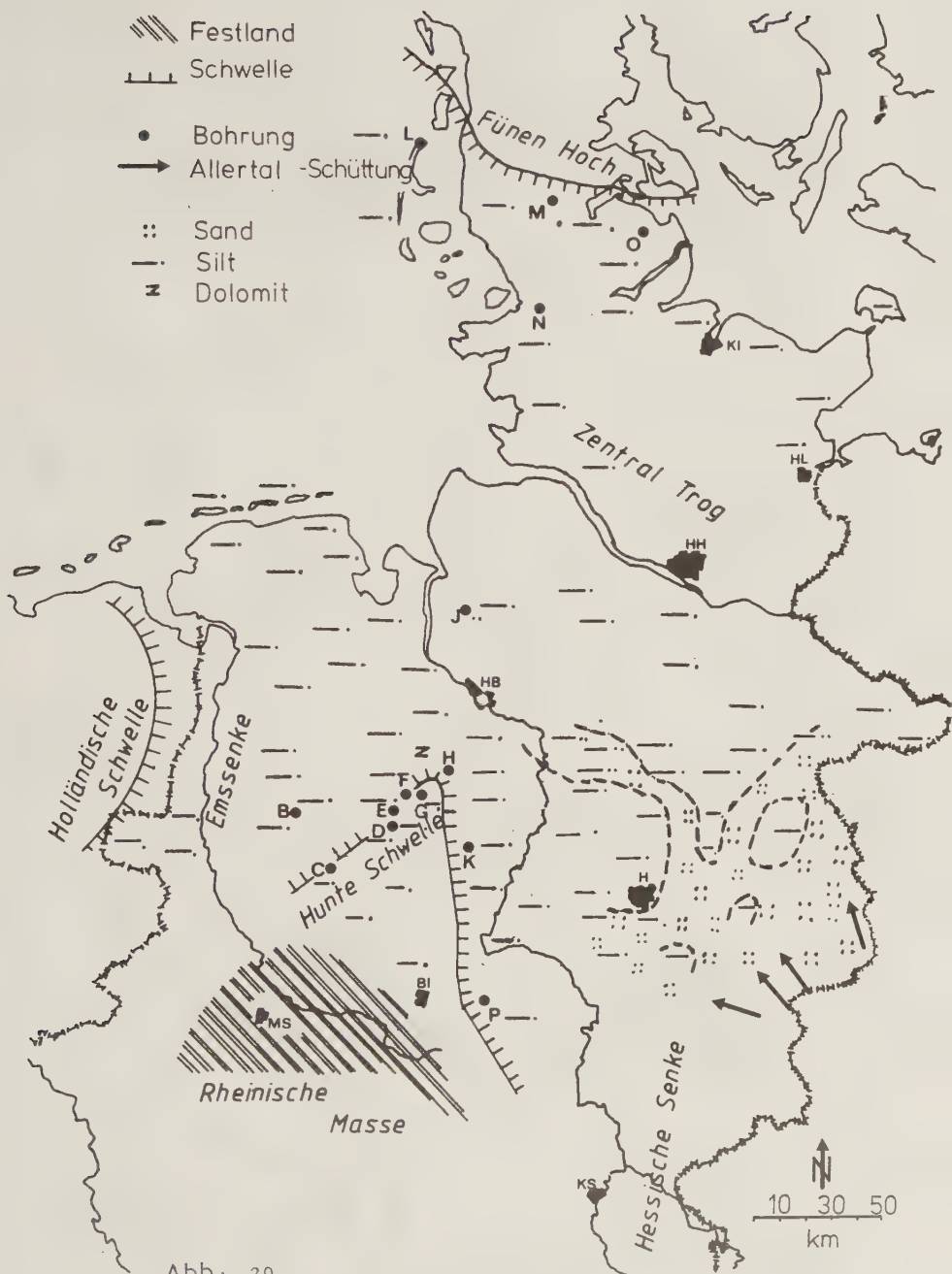


Abb.: 29

Fazieskarte des ko,u mit vermuteten Rinnenverläufen.

-  Festland
-  Schwelle
-  Bohrung
-  Fallstein-Schüttung
-  Lappwald-Schüttg.
-  autochthone Kohlevorkommen
-  Sand
-  Silt
-  Ton

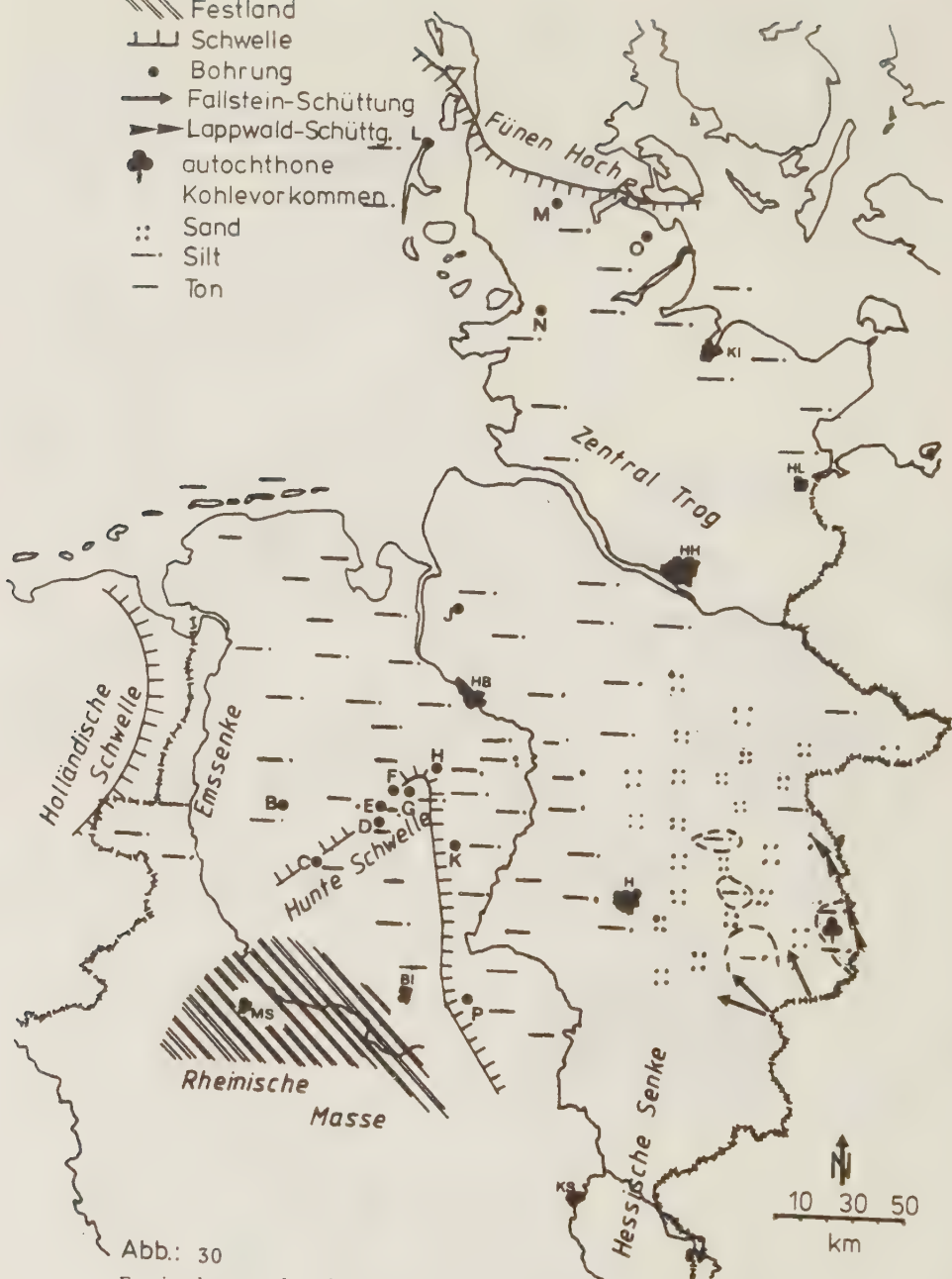


Abb.: 30

Fazieskarte des ko,m

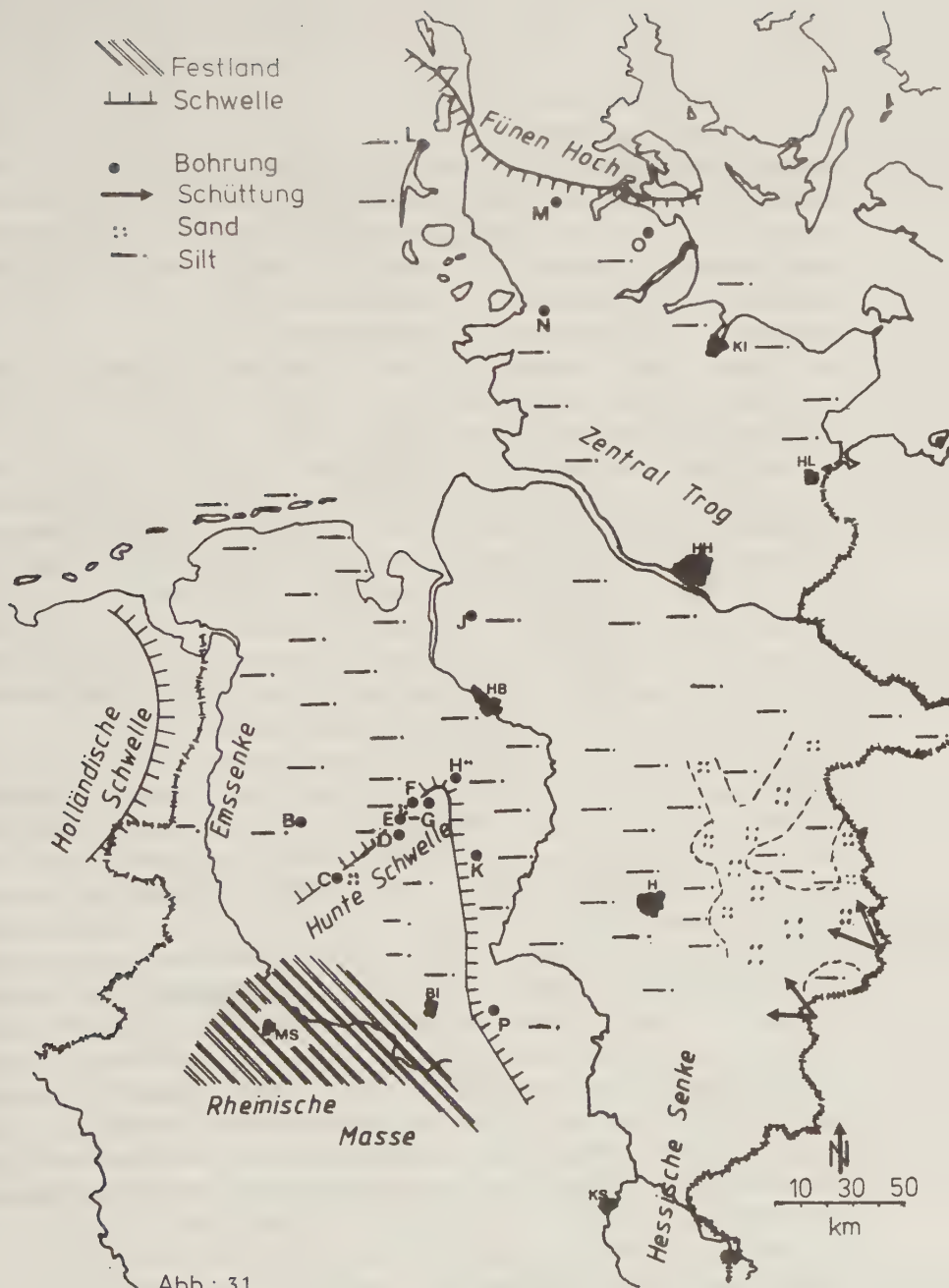


Abb.: 31
Fazieskarte des ko,o mit vermuteten Rinnenverläufen.

2.4 Lithologische Sequenzen

2.4.1 Fluviatile Zyklen

Bereits im Unterkeuper zeigen sich im brackisch-fluviatilen bis lagunären Milieu zyklische Gesteinsfolgen (DUCHROW 1984, JUBITZ 1952; Kap. 2.2.3). Sie beginnen jeweils mit fluviatilen Schüttungen im Liegenden und enden mit Dolomiten oder Mergeln des lagunären bis lakustrinen Ablagerungsraumes. Diese Abfolge wiederholt sich vierfach im Unterkeuper.

Der erste Zyklus beginnt mit den fluviatilen Ablagerungen des Eilversen-Gliedes und endet mit den Dolomithorizonten bzw. Mergeln des Kollerbeck-Gliedes (Kap. 2.2.3, 3; Abb.: 9, 10).

Im höheren Unterkeuper (Rulle/Hohehaus Formation) wird die Sedimentfolge durch weitere ZyklotHEME im Niveau des Ratsiek-Gliedes, des Saumer-Glieds und des Papenhöfen-Gliedes aufgebaut.

Diese Zyklizität ist zurückzuführen auf Perioden mit erhöhter Wasser- und Sedimentzufuhr von den Liefergebieten und nachfolgenden ruhigeren Sedimentationsphasen mit erhöhter Eindampfung. Herrschen im Liegenden der Sequenzen überwiegend Silte und Feinsandsteine vor, so dominieren im Hangenden Mergel und Dolomite zum Teil mit Anhydriteinschaltungen.

Diese Lithotypfolgen sind im gesamten Unterkeuper sowohl beckenrandlich als auch in den Bohrungen des tieferen Beckens ausgebildet (Abb.: 9, 10). Am Beckenrand ist der Wechsel zwischen Silt- bzw. Feinsandsteinen und dolomitischen Sedimenten, durch die Nähe zum Liefergebiet, deutlicher ausgebildet. Im tieferen Becken (Bereich Zentral Trog, Schleswig Holstein) überwiegt feinkörniges Material. Die Zyklizität kann aber durch auftretende Farbwechsel wie z.B. im kul (Bohrung M,L) nachvollzogen werden. Der untere Zyklenteil, das Eilversen-Glied, zeigt hier braune Mergelfarben und ist anhydritführend. Im oberen Zyklenteil, dem Kollerbeck-Glied wechselt die Farbe nach rot. Das Sediment besteht makroskopisch ebenfalls aus anhydritführenden Mergeln. Die Braunfärbung ist auf erhöhte Hydratation des Hämatitanteils im Sediment zurückzuführen, welche möglicherweise z.T. Korngrößenbedingt ist.

In der höheren Hörter-Gruppe (ku) sind die ZyklotHEME auch im Becken deutlich ausgebildet.

In den klastischen, fluviatil-deltaisch entwickelten Sedimenten im Bereich der Tagesaufschlüsse scheinen nach Geländebefunden im kul die "coarsening upward" Sequenzen zu überwiegen (Dachbank-Typ; Profil 3, 22a, 24, Tab. 1, Abb.: 3).

Diese Folge bezeichnet das Milieu der unteren Deltaebene und entwickelt sich sedimentär z.B. aus marinen Ablagerungen (REINECK & SINGH 1973).

Im kul' sind im Osnabrücker Bergland weiterhin Dachbankfolgen entwickelt.

Im Bereich Weser, nördliches Harz-Vorland sind es eher Sedimentfolgen der oberen Deltaebene. Sie wird gekennzeichnet durch eine Vielzahl dünner Sandsteinrinnen, die in einer Matrix aus feinklastischem Material eingebettet sind. Weiterhin ist die Korngröße innerhalb der Rinnensandsteine einheitlich. Feinsandsteine herrschen vor (Profil D.W.H., 114, 132, Tab. 1, Abb.: 4). Dies steht im Einklang mit der faziellen Entwicklung des ku (Kap. 2.3.1). Beginnend mit zunächst verhaltenen Schüttungen von den Liefergebieten nehmen im Verlauf des kul die Intensitäten zu. Dabei entwickeln sich die Sedimentfolgen kontinuierlich aus den marinen Ablagerungen des mo. Die fluviatilen Folgen beginnen mit Feinsilten und enden häufig mit Fein bis Mittelsandsteinen. Diese Abfolge vollzieht sich innerhalb eines Schichtgliedes.

Im kul' des Wesergebietes (Hessische Senke) ist regional begrenzt ein Aufschüttungsmaximum erreicht. Hier entwickelten sich Sedimentfolgen der oberen Deltaebene infolge erhöhter Sedimentzulieferungen. Diese fehlten im distaleren Osnabrücker Bergland. Der Ablagerungsraum verblieb im Milieu der Unteren Deltaebene.

Im Bereich der Bohrungen können infolge der Cuttings keine diesbezüglichen Aussagen getroffen werden. Jedoch kann angenommen werden, daß die Sandsteinfolgen in den Bohrungen eher denen der unteren Deltaebene ähneln. Dies läßt sich wegen der distaleren Position im tieferen Becken erklären (Abb.: 22, Kap 2.3.1).

Das Flußsystem des km2 (Kap. 2.2.6; 2.3.3) kann ebenso als Sequenz aufgefaßt werden. Es zeigt im Liegenden (Schledehausen, Plessen Formation) die Sedimente von Rinnenfüllungen. Im

Hangenden (Osnabrück Formation) folgt eine Zunahme an dolomitischen und mergeligen Sedimenten. Auch im km2 sind diese Sedimente auf lakustrine bis lagunäre Ablagerung zurückzuführen. Sie entstanden infolge nachlassender Wasserführung und verhalten werdender Sedimentation (vgl. Kap. 2.2.6, 2.3.3).

Dieser deutliche Wechsel zwischen den beiden faziellen Ausbildungen ist lateral im gesamten Niedersächsischen Becken wieder zu finden (Bohrung B,K,N,L, Abb.: 13, 14).

Als Sedimentationsabfolgen überwiegen in den Rinnensandsteinen des km2 die Sequenzen des Sohlbanktyps (Unten grob Abfolge). Diese Sequenzen treten bevorzugt in fluviatil geprägten Milieus auf. Wäre der Schilfsandstein als Deltasediment aufzufassen, so wären die liegenden Sequenzen dachbankartig aufgebaut und gingen im Deltadachbereich zu feinklastischer Sedimentation mit eingelagerten Feinsandsteinen über (obere Deltaebene). Erst im stärker fluviatil geprägten Milieu bilden sich dann Sohlbank Sequenzen aus.

Mit dem Wechsel zum Rhät sind tendenzielle lithologische Abfolgen nicht mehr deutlich ausgebildet. Dies läßt sich auf die veränderten klimatischen Bedingungen zurückführen. Wegen der fluviatilen Rinnensandsteine, der fehlenden Rotfärbung der Sedimente und des Auftretens von Kaolinit, kann man annehmen, daß das Klima humider wurde. Der vorher deutliche Wechsel zwischen klastischer und dolomitischer Sedimentation kann demzufolge nicht mehr so ausgeprägt sein.

Dennoch zeigen das Herford-Glied und das Börgerhof-Glied karbonatische Einschaltungen. Es handelt sich z.T. um Bonebeds. Diese Lagen sind nicht horizontbeständig und scheinen bevorzugt beckenrandlich und auf der Hunte Schwelle verbreitet zu sein (Bohrung B,D,H, Abb.: 19, 20). In den Bohrungen des distaleren Beckens wurden sie nicht mehr beobachtet.

Statt dessen zeigt das Unterrhät je nach Lokalität die typischen fluviatilen Deltasequenzen. Sedimentabfolgen vom Dachbanktyp erscheinen vermehrt in distaleren Beckenabschnitten. Die Sequenzen der oberen Deltaebene sind zudem am Beckenrand vorzufinden. Die dolomitischen Einschaltungen (Bonebeds) treten in den Sedimenten der oberen Deltaebene auf.

Im fluviatil deltaisch geprägten Oberrhät wiederholen sich die Deltasequenzen.

2.4.2 Evaporitische Zyklen

Innerhalb der evaporitischen Schichtgruppen km1, km3 und km4 lassen sich wiederkehrende lithologische Abfolgen feststellen. Diese Zyklen bestehen aus Dreier- oder Vierer- Folgen von Lithotypen. Nach HAUSCHKE (1985) können die evaporitischen Zyklen durch sieben lithologische Grundglieder (Lithotypen) beschrieben werden.

Hangendes

(Hangende Grausequenz)

7. Graue, siltig bis tonige Mergel, mit z.T. zahlreichen sulfatischen Einschaltungen. Hierbei ist wiederum eine Abfolge mit steigender Evaporation zum Hangenden innerhalb des Lithotyps zu beobachten. An der Basis treten feinlamellierte Mergel auf. Eingelagert sind intraformationelle Gerölle und Fischreste. Abgeschlossen wird der Lithotyp durch feinlamellierte dolomitische Mergel oder Dolomitlagen. Calichebildungen können in diesem Niveau auftreten (speziell im km4). Im km1V und km3K schalten sich zusätzlich Halitlager ein.

(Liegende Rotsequenz)

6. Weiche, plastische Mergel (Sonderform)
5. Bei gleichem Lithologischen Bestand, zeigt sich eine deutliche Zunahme des Karbonatgehaltes. Im Sediment können Calichebildungen (tepee structures) erscheinen.
4. Graue, seltener rotbraune, feinlamellierte Mergel mit sulfatischen Einlagerungen. Abdrücke von Steinsalzkristallen können auftreten (Normalform).
3. Auflagernd können graue bis grau-grüne, feinlamellierte dolomitische Mergel folgen (Sonderform)
2. Bei gleichem lithologischem Bestand schalten sich zusätzlich Sulfate ein.
1. Rote, dolomitische Mergel mit siltigen Einlagerungen.

Liegendes

Für den km1 zeigt sich für die bearbeiteten Profile eine Gliederung in zwei Zyklotheme (vgl. Abb.: 11, 12).

Obere graue Mergel: Oldenburg und Bredenborn Formation
Obere bunte Mergel: Hahnenklau Formation

Untere graue Mergel: Vörden Formation

Untere bunte Mergel: Löwendorf und Elbrinxen Formation

Die normale Abfolge der Unteren bunten Mergel kann in den Profilen durch die Lithotypen 1,2,4 beschrieben werden (vgl. Bohrung G, J, M, N; Abb.: 11, 12). Lithotyp 4 kann durch 5 ersetzt werden. Dies geschieht speziell in Profilabschnitten, die sich durch erhöhte Ca-Sulfat- und Corrensitgehalte auszeichnen. Durch das Auftreten des Lithotyps 6 sind nach HAUSCHKE (1985) ebenfalls erhöhte Salinitäten angezeigt. Während 5 eine Modifikation des Lithotyps 4 darstellt, ist 6 als fazielle Sonderentwicklung zu sehen. Unter 3 werden die Sedimentfolgen zusammengefaßt, die nicht zu 4 gerechnet werden können. Das Zyklothem wird im Hangenden durch graue Mergel (7) abgeschlossen.

Die Lithotypfolge 1 kann als beginnendes Evaporationsstadium im Playa-Sepkha Milieu gedeutet werden, da Wechsellagerungen von Silten und dolomitischen Mergeln möglicherweise noch Schwankungen von Salinitätszuständen signalisieren.

Mit zunehmender Evaporation schalten sich im Lithotyp 2 vermehrt Anhydritknollen und -Lagen ein. Nach FUCHTBAUER (1977, S. 425) kann Anhydrit in diesem Milieu bereits bei Temperaturen zwischen 25-40°C (ca. 3-8-facher Konzentrationserhöhung des Meerwassers) diagenetisch gebildet werden.

Die bis zu diesem Lithotyp vorherrschende Rotfärbung deutet auf wechselnde Durchfeuchtungs- und Eindampfungsphasen.

Bei weiterer Ionenkonzentration (ab 9-11-facher Erhöhung) können im Lithotyp 4 (Sonderform 3) zudem Halitkristalle verbreitet sein. Rotfärbung ist hier seltener. Vielfach herrscht Graufärbung vor.

Möglicherweise deutet der Farbwechsel in der normalen Abfolge vom Lithotyp 2 nach 4 auf stagnierende Wässer (stabile Wasserschichtung, reduzierendes Milieu).

Infolge des erhöhten Mg-Angebotes dieses Environments (vgl. Kap. 7, 8.3.11) könnten Neusprossungen von Mg-Chloriten zum Farbwechsel beigetragen haben. Jedoch wurden keine signifikanten Gehaltszunahmen gegenüber den anderen Lithotypen festgestellt. Lithotyp 5 dürfte der Genese nach dem Typ 4 entsprechen. Jedoch signalisieren Calichebildungen ein zeitweiliges Trockenfallen. Die fazielle Sonderform 6 dürfte demgegenüber eher als Ablagerung des distaleren Lagunenbereichs angesehen werden. Sowohl die Feinlamellierung der Mergel, als auch die Graufärbung sprechen dafür.

Im Lithotyp 7 (hangende Grausequenz) wird das Environment des Typs 4 fortgesetzt. Eingelagerte Fischrelikte und Intraformationelle Gerölle im Liegenden der Folge deuten noch Wasserbedeckungen an. Im Hangenden des Lithotyps dokumentieren Calichebildungen sowie Halitlagen (vgl. Abb.: 11, 12, 16; Bohrung B, J, O; kml, km3) eine Zunahme der Evaporation und zeitweiliges Trockenfallen.

Das liegende Zykllothem zeigt beckenrandlich folgende Lithotypfolge:

Löwendorf Formation : (6), 1, 2, 4

Elbrinxen Formation : 1, 2, (3) - 4

Vörden Formation : 7 (Abb.: 11, 12)

Das zweite Zykllothem beginnt in der Hahnenklau Formation wiederum mit bunten, siltführenden, dolomitischen Mergeln (1) des Mönchsberg-Gliedes. Im Hangenden folgt eine Zunahme von Gips- bzw. Anhydriteinlagerungen (2) (Hammersen-Glied). Es folgt im hangenden Vogelsang-Glied eine Wechselfolge siltig, dolomitischer Mergel ohne Sulfateinlagerungen mit siltig, dolomitischen Mergeln mit sulfatischen Einschaltungen. Das Zykllothem wird durch zumeist graue Mergel, beginnend mit der Oldenburg Formation, abgeschlossen (7).

Diese Abfolge ist auch auf die Bohrungen des tieferen Beckens übertragbar. Hierbei zeigen die Sedimente der Löwendorf Formation die Lithotypfolge : 1, 2. Mit der Elbrinxen Formation schaltet sich zusätzlich der Lithotyp 4 ein. Die Vörden Formation wird durch den Lithotyp 7 bestimmt. Eingeschaltete Rothorizonte sind sulfatfrei und erscheinen meist beckenrandlich.

Das hangende Zyklithem beginnt identisch zum Beckenrand mit Wechsellagerungen von sulfatfreien und sulfatführenden Mergeln. Eingelagerte Silthorizonte treten auf. Die hangenden Partien der Hahnenklaus-Formation zeichnen sich durch eine Zunahme des Anhydritgehaltes aus. Im Bereich der Oldenburg und Bredenborn-Formation folgt eine siltig, dolomitische Wechselfolge die zwischen anhydritfreien und anhydritführenden Lagen variiert. Generell zeigen die Zyklitheme Tendenzen zu erhöhten Salinitäten im Hangenden der Folgen (Abb.: 11, 12).

Auch die Polle-Formation (km3) ist zyklisch entwickelt. Man kann diese Schichtfolge grob in eine untere rote (bunte) (Eckberg- und Lehrberg-Glied) und eine obere graue Sequenz (Köllergrund- und Friedland-Glied) untergliedern. Innerhalb dieser Farbsequenzen zeigen sich Lithotypfolgen vergleichbar zum km1 (vgl. Abb.: 15, 16).

Das Eckberg-Glied erscheint im Liegende des km3 sowohl beckenrandlich als auch in den Bohrungen als Sedimentfolge von Mergeln mit eingeschalteten Silten, vielfach noch ohne sulfatischen Anteil (1).

Im Hangenden des Gliedes folgt dann bei gleicher lithologischer Ausbildung ein deutlicher Einschub von Anhydrit (2).

Im Bereich des Lehrberg-Gliedes nimmt der Karbonatgehalt des Sediments lokal deutlich zu. Die Sedimentfärbung wechselt vielfach nach grau oder grau-grün und die Mergel erscheinen feinlamelliert (4).

Mit dem Köllergrund-Glied erfolgt der Wechsel zur Graufolge. Sie ist identisch zum oberen km1 bestimmt durch Wechselfolgen sulfatfreier und sulfatführender Mergelsteine. Der Übergang zum km4 (Biesterfeld-Glied) wird durch eine Zunahme des Sulfatanteils im Sediment markiert. Lokal treten mächtige Anhydritlager auf.

Der Steinmergelkeuper km4 kann farblich grob in eine untere bunte und eine obere graue Abteilung gegliedert werden. Innerhalb dieser Farbbereiche wiederholen sich die Lithotypfolgen des km1 (vgl. Abb.: 17, 18).

Innerhalb des Biesterfeld-Gliedes kann in den Bohrungen und am Beckenrand die Lithotypfolge (6), 1, 2, 4-(5), je nach Lokalität

festgestellt werden. Im Henkenbrink-Glied ist es die Abfolge 1,2, der die gleiche Sequenz im Valdorf-Glied folgt.

Mit dem Hagedorn-Glied beginnt im oberen grauen km4 die typische Sedimentfolge, wie sie auch im oberen km1 zu finden ist. Dabei wiederholen sich Wechselfolgen von sulfatfreien mit sulfatführenden Abschnitten. Neben Bankdolomiten können auch auftretende Caliche Bildungen jeweils eine Sequenz abschließen.

3. Gesteinsfarben

Die Lithologie des Keupers zeichnet sich durch Farbenvielfalt aus. Je nach Ablagerungsmilieu und -Raum herrschen rote, violette, braune, grüne, graue oder schwarze Farben vor.

Den Hauptteil an Farbträgern stellen die oxidischen und sulfidischen Fe-Verbindungen, wie Hämatit, Goethit und Pyrit. Hämatit umkrustet einzelne Sedimentkörner, bildet kleine Putzen im Gestein oder kristallisiert zu authigenen Kristallen. Er konnte als Farbträger durch XRD-Aufnahmen und in Schwermineralpräparaten nachgewiesen werden. Durch Kochen mit 16%-iger HCl sowie mit Oxalsäure (MÜLLER 1967), konnten andere Pigmentgeber weitgehend ausgeschlossen werden. Nach POTTER et al. (1980) spielen Mn-Verbindungen sowie organische Relikte im Sediment als Pigmentträger nur eine untergeordnete Rolle.

Es können zwei Mechanismen wirksam werden:

1. Primäre Herkunft des Farbträgers: Durch Abtragung von zumeist lateritischem Material werden Sedimente bereits rotgefärbt ins Ablagerungsgebiet transportiert (Überwiegt bei Tonen).
2. Sekundäre Herkunft des Farbträgers: Die Färbung erfolgt durch diagenetische Einflüsse während oder nach der Ablagerung (Überwiegt bei Sandsteinen).

Nach VAN HOUTEN (1973) überwiegen die diagenetischen Einflüsse. Farbänderungen erfolgen dann entsprechend der lokalen Eh und pH Verhältnisse.

Bereits TOMLINSON (1916) setzte für Hämatit als Pigmentdonator aride Klimate voraus. CHUKROW (1973) wies jedoch darauf hin, daß in ariden Gebieten die chemische Verwitterung nicht ausreicht um eine nennenswerte Hämatitbildung zu erzeugen. Hierfür ist nach VAN HOUTEN (1961) und JONES (1965) heißes semiarides Klima notwendig, das im Liefergebiet zur Lateritbildung führt.

Die diagenetische in situ Bildung von Hämatit geht auf detritische Fe-haltige Sililate zurück (WALKER 1967, FOLK 1978, HUBER & REED 1978). Im Ablagerungsraum bewirken Eh und pH Bedingungen weitere Veränderungen der Fe-Verbindungen. Unter oxidierenden Bedingungen werden dann die metastabilen Fe-Hydroxyde zu Hämatit transformiert. Bei der Silikat-Verwitterung

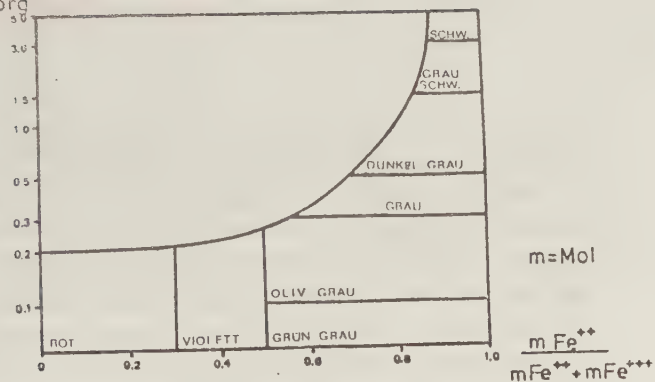


Abb.: 32

Beziehung zwischen C org. und $m \text{ Fe}^{2+} / m \text{ Fe}^{2+} + m \text{ Fe}^{3+}$ zur Sedimentfarbe. Umgezeichnet nach POTTER et al. (1980).

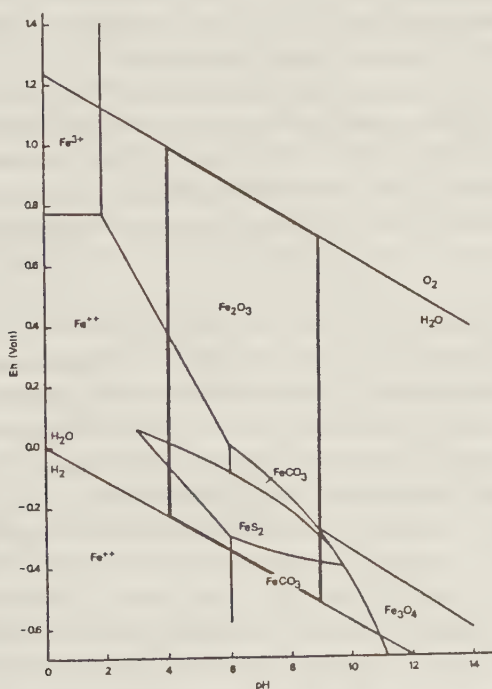


Abb.: 33

Stabilitätsdiagramm einiger wichtiger sedimentärer Fe-Mineralen (25°C, 1 Atm.). Der fett abgesetzte Bereich umfaßt die in der Natur verwirklichten Eh-pH-Bedingungen. Umgezeichnet nach KRAUSKOPF (1967).

können dann die färbenden Oxyde in Zwickeln und Porenräumen kristallisieren oder Partikel umkrusten.

Die Konzentration von Hämatit in feinklastischen Sedimenten erklären WALKER & HONEA (1969) mit einer sedimentären Einlagerung Fe-haltiger Tonminerale, speziell des Biotits.

Im Keuper, dessen Sedimente lange Transportwege, Umlagerungen und Verwitterungseinflüsse unterlagen, ist es wahrscheinlich, daß bereits Hämatit angeliefert wurde.

Diagenetisch, z.B. durch lokale Reduktion, können gefleckte, bunte oder unregelmäßig graue Sedimentfarben entstehen, wie sie für den Keuper typisch sind.

Schwarzfärbung wie sie zumeist im Rhät zu beobachten ist, wurde von BERNER (1971), an rezenten Proben, auf FeS bei Karbonatgehalten < 1% zurückgeführt. Detritisch angelieferter Pyrit ist hierbei ohne Bedeutung.

Für rote, grüne und graue Farben konnte nachgewiesen werden, daß die Pigmentierung durch das Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verhältnis bestimmt wird (MC BRIDE 1974, PETTIJOHN 1975, POTTER et al. 1980). Ein niedriges Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verhältnis bewirkt rote Farbtöne. Im umgekehrten Fall entstehen grüne Sedimentfarben (Abb.: 32, 33).

ku1

Die Sedimente im unteren ku1 (Eilversen-Glied) sind überwiegend grau und grün ausgebildet. Hierbei zeigen sich allerdings milieuabhängige Farbänderungen für Proben aus distaleren Beckenpositionen gegenüber Proben vom Beckenrand.

Im Bereich des Osnabrücker Berglandes (Hunte Schwelle) und im Anstieg zum Fünen Hoch (Bohrung M.L) werden die grauen und grau-grünen Farben durch Rotbrauntöne vertreten (vgl. Kap.2.2.2, 2.3). Dieser Farbwechsel gegenüber dem Becken dürfte allein durch die Beckenrandlage zu erklären sein. Positive Eh-Werte und damit Rotfärbungen konnten nur durch ein zeitweises Trockenfallen bei semiariden Klimaten auf den Schwellen herbeigeführt werden. Selbst bei geringer Wasserbedeckung würde, bei sonst konstanten C org.- und Fe- Gehalten die Sedimentfarbe grau bis schwarz sein (vgl. rezente Flußsedimente oder marine Fachseesedimente in semiariden Klimaten).

Im höheren ku1 (Kollerbeck-Glied, Hauptdolomit) wiederholt sich

dieses Bild. Im Anstieg zum Fünen Hoch sowie im Bereich der Hunte Schwelle zeigen sich erwartungsgemäß überwiegend rotbraune Farben (Bohrung L,M,N). Jedoch scheint während der Ablagerungszeit des Hauptdolomits das Becken zumindest lokal zu verflachen bzw. teilweise trocken zu fallen, da der Anteil an Rotsedimenten selbst in distaleren Lagen (Bohrung J) im Hangenden des Niveaus zunimmt.

Konstante Farbniveaus innerhalb feinklastischer Lagen existieren im kul nicht. Dies wird bedingt durch den ständigen faziellen Wechsel zwischen fluviatilen, lakustrinen und brackisch bis marinen sowie lagunären Sedimenten im gesamten Ablagerungsraum.

kul'

Mit dem Wechsel zum kul' bleibt die farbliche Vielfalt erhalten. Lateral lassen sich zunächst keine konstanten Farbniveaus erkennen. Dies ist wiederum durch das fluviatile Ablagerungsmilieu, sowie durch den zyklischen Aufbau (vgl. Kap. 2.2.3) der Schichtgruppe zu erklären.

Die eingelagerten Feinsandsteine des liegenden Ratsiek-Gliedes zeigen sowohl beckenrandlich als auch in den Bohrungen graue und grau-grüne Farben. Selbst im Bereich des Osnabrücker Berglandes ist die Farbgebung der dort als Äquivalentlagen anstehenden Siltsteine identisch.

Dies dürfte auf das eingelagerte pflanzliche Material und die Durchwurzelung des Sediments zurückzuführen sein. Beides wirkt reduzierend auf vorhandene Fe-Oxide.

Die Mergelzwischenmittel zeigen hier hingegen zumeist rotbraune, rotviolette oder geflammte Färbung. Im Hangenden des Zykllothems folgen meist dolomitische Mergel, lokal auch Dolomite. Die Farben variieren beckenrandlich stark. Jedoch herrschen hier und im Bereich der Hunte Schwelle rotbraune, auch braune Farben vor (Abb.: 9,10; Bohrung B,G,L,M,N,O). In distaleren Beckenlagen wird dieser Abschnitt von grauen Farben beherrscht (Abb.: 10, Bohrung P,K,J). Scheinbar ist dieses Niveau, abseits der Schwellen, innerhalb des distaleren Beckens farblich konstant.

Wie auch im Ratsiek-Glied, so scheint im Saumer-Zykllothem die Farbfolge im Bereich der Hunte Schwelle und beckenrandlich stark zu variieren. Hier treten vermehrt grüne und rotgraue

Feinsandsteine im Liegenden der Folge auf. Das Hangende des Zyklolithems wird durch unterschiedliche Mergelfarben gekennzeichnet. Die Bohrungen des distaleren Beckens hingegen zeigen wiederum Farbkonzanz. Die eingelagerten Feinsande sind von grauer oder grau-grüner Färbung und auflagernd folgen grau-grüne Mergel. Dieses Farbniveau ist lateral über weite Bereiche zu verfolgen (Abb.: 10, Bohrung P,K,J).

Die liegenden Sandsteine des 3. Zyklolithems (Papenhöfen-Glied) zeigen in ihrer lateralen Verbreitung keine farbliche Konstanz. Selbst im distaleren Becken ist die farbliche Varianz groß. Erst im oberen Papenhöfen-Glied (ku2, Grenzdolomit) scheint die farbliche Einheit über weite Bereiche wieder gegeben zu sein (Abb.: 33). Rote Mergelfarben dominieren. Ausnahmen existieren allerdings lokal im Bereich der Plutone von Bramsche (Bohrung C) und Vlotho (Bohrung P). Vermutlich haben hier aufsteigende, reduzierende Porenlösungen den farblichen Charakter des Sediments verändert.

Der Einfluß der Plutone auf das Sediment wird durch eine Abnahme der Rotfärbung bei Annäherung an die Massive gekennzeichnet (DUCHROW 1984, RAUTENSTRAUCH 1971, HINZE 1979, DEUTLOFF et al. 1980). Weiterhin treten hier Pyritkristalle in sonst roten Sedimenten auf (BUCHNER & SERAPHIM 1973). Vermehrt sind Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse in authigenen Quarzen dieses Raumes zu beobachten (EICKHOFF & HESS 1981).

Eine weitere farbliche Abweichung wurde in der Bohrung O im nördlichen Schleswig-Holstein festgestellt. Die hier auftretende Graufärbung kann vermutlich auf eine interne Tieflage am Beckenrand zurückgeführt werden (Abb.: 21).

Hinsichtlich der Farbkonzanz zeigen die Mergellagen im oberen Teil der fluviatilen Zyklolitheme im distaleren Becken eine beachtliche Übereinstimmung (grau). Jedoch wird erst im ku2 auch für den Beckenrand diese Farbübereinstimmung erreicht (rot, Abb.: 34).

kml

Bereits HAACK (1926) und HAACK & DIENEMANN (1930) versuchten anhand von Mergelfarben den kml (Unterer Gipskeuper, Grabfeld-Gruppe) im Raum des Osnabrücker Berglandes zu gliedern. Dabei faßten sie alle Schichten im Hangenden der Elbrinxen Formation als "Graue Mergel" zusammen. Allerdings erwiesen sich laterale Korrelationen mit dem Lipperbergland (MESTWERDT 1910) als schwierig.

HAUSCHKE (1985) untergliederte den kml des Lippischen Keupers in 2 Großzyklen. Sie beginnen jeweils mit bunten Mergeln im Liegenden und schließen mit grauen Mergeln im Hangenden ab. Die fazielle Entwicklung verläuft dabei innerhalb von Lithotypfolgen. Durch diese fazielle Entwicklung, die auch auf das distalere Becken übertragen werden kann, ist auch die farbliche Abfolge des kml erklärbar.

Beckenrandlich beginnt die Abfolge mit Rotsedimenten (Löwendorf Formation). Die bearbeiteten Bohrungen zeigen dem gegenüber überwiegend dunkel rotbraune oder braune Sedimentfarben. Eine Ausnahme zeigt lediglich die Bohrung C. Darin ist die Löwendorf Formation durch schwarze Mergel vertreten. Diese Farbabweichung kann wiederum durch die Einflußnahme des Bramscher Plutons erklärt werden (Abb.: 11, 12).

Die laterale Farbkonstanz dieses Niveaus ermöglicht eine klare Abgrenzung zum Unterkeuper. Die Braunfärbung des Sediments dürfte auf Hydratation nach einer Oxydationsphase zurückzuführen sein (Abb.: 32, 33).

Innerhalb der Elbrinxen Formation lassen sich im distaleren Becken zwei Zyklen (sensu HAUSCHKE 1985) unterscheiden. Sie beginnen mit Rotsedimenten und zeigen eine Entwicklung nach dem Muster:

Hangend

Mergel, grau, selten rotbraun, feinlamelliert, Gips- bzw. Anhydrit Einlagerungen, Halitkristalle möglich.-

Mergel, rot, eingelagert Anhydrite bzw. Gips.-

Mergel und Silte wechsellagernd, rot.-

(Kap.2.4.2 ;Bohrung K,N,L)

Liegend

In den beckenrandlicher gelegenen Bohrungen ist diese Abfolge teilweise auf einen Zyklus reduziert (Abb.: 11, 12).

Als auffällige Farbkomponente sind im Bereich der mittleren Elbrinzer Formation, sowohl beckenrandlich als auch im distaleren Becken, erstmalig violette Farben im Gipskeuper vertreten. Dieses Niveau ist farblich nicht horizontbeständig.

Das zweite Zyklotem setzt vielfach in diesem Niveau mit dieser Farbe ein, verändert die Farbe in hangenden Bereichen zu rotbraun und schließt das Zyklotem wiederum mit grauen Mergeln ab.

Im Abstieg zur Hessischen Senke (Bohrung P) überwiegen rotbraune Mergelfarben. Eine fazielle Differenzierung zwischen Schwellenlagen und tieferem Becken macht sich in diesem Niveau nicht mehr deutlich bemerkbar.

Die Vörden Formation zeichnet sich durch farbliche Vielfalt aus. Beckenrandlich beginnt sie mit grau-grünen Mergeln, denen auflagernd bunte Mergel und am Top wiederum graue Mergel folgen. Diese Farbabfolge wird im distaleren Becken in allen Bohrungen wiedergefunden. Einzige Ausnahme bildet wiederum die Bohrung C. In ihr überwiegen die grauen Sedimentfarben.

Mit der Vörden Formation ist der 1. Großzyklus (sensu HAUSCHKE) abgeschlossen.

Die Hahnenklau Formation zeigt in ihrer lateralen Farbführung keine Konstanz. Beckenrandlich dominieren grau-grüne Farben. Diese Farbe ist hier auf die erhöhte Eindampfung von Dolomit zurückzuführen (Leithorizonte). Mit der Eindampfung erhöhte sich gleichzeitig der pH-Wert. Das Sediment wurde im reduzierenden Milieu abgelagert. Im Bereich der Bohrungen, wo diese Leitbänke nicht mehr nachgewiesen wurden, schalten sich rote Mergel ein (Bohrung K,L,N,O,P). Da die Mergel in diesem Bereich Oxydationsfarben zeigen, dürfte das Sediment über längere Zeit trocken gefallen sein (Trockenlagune, Playa, Schott).

Die hangende Oldenburg Formation bildet neben der Löwendorf innerhalb des km1 ein weiteres farblich konstantes Niveau. Sowohl in den Tagesaufschlüssen als auch in den Bohrungen beherrschen graue Mergelfarben die Folge. Die Ausnahme bei den bearbeiteten Bohrungen bildet die Bohrung J. Hier sind in der Oldenburg Formation zudem grau-grüne, violette und rote Farben vertreten (Abb.:34).

Die Farbfolge wird in der auflagernden Bredenborn Formation fortgesetzt. Lediglich in den Bohrungen J,N treten rotbraune Farben auf.

km2

Farblich läßt sich der Schilfsandstein (km2, Stuttgart-Gruppe) in zwei Bereiche gliedern. Im Liegenden der Sedimentfolge (Plessen/Schledehausen Formation) herrschen graue und grau-grüne Farben vor. Diese Farben sind meist mit der Rinnenfazies verbunden (Abb.:13, 14; Kap 2.2.6; 2.3). DUCHROW (1968) wies nach, daß graue Sedimentfarben in Rinnentälern überwiegen (Falkenhagener Fazies). Demgegenüber nimmt der grün und Rotanteil in Richtung auf die Flußinseln zu. Diese bunte Sedimentfolge bezeichnet DUCHROW (1968) als Nieser Fazies. Sie bestimmt die hangenden Abschnitte des km2 (Osnabrück Formation) und ist faziell an die Insellagen geknüpft.

km3

Der Wechsel vom km2 zur Roten Wand (km3, Polle Formation) kann beckenrandlich durch den farblich auffälligen Horizont der "Kühl'schen Breccie" nachvollzogen werden. Sie wird durch gelbliche, grüne und rotbraune Farben markiert.

Im Bereich der Hunte Schwelle wird dieses Niveau durch braune bzw. graue Mergelfarben im Liegenden des Eckberg-Gliedes vertreten (Bohrung C, G). Identisch hierzu zeigt sich im Anstieg zum Fünen Hoch im Liegenden der Schichtfolge ein Braun-Horizont (Bohrung N).

Im distaleren Becken macht sich dieser farbliche Indikator nicht mehr bemerkbar (Bohrung P, K). Diesem Niveau folgen im Hangenden des Eckberg-Gliedes ziegelrote Mergel. Lokal fehlt diese rote Ausbildung im Osnabrücker Bergland infolge der hydrothermischen Einwirkungen des Bramscher Massivs. Die Mergelfarben erscheinen dann grünlich-grau. Im Lehrberg-Glied ist die vorherrschende Mergelfarbe am Beckenrand rot bis rotbraun. Durch den basal eingeschalteten Isenberg Horizont sind hier zudem grau-grüne Farben vertreten. Im distaleren Becken (Bohrung J) treten möglicherweise als Äquivalent dieses Horizonts schwarze Mergel auf, denen im Hangenden hier graue Mergel folgen. Diese

Abweichung von der Umgebung kann unter Umständen auf eine Tiefposition zurückgeführt werden. Während auf Schwellen die Sedimente überwiegend trocken lagen und oxydiert wurden, dauerte in diesem Bereich möglicherweise das lagunäre Milieu mit reduzierenden Bedingungen an.

Die Farbgebung des Köllergrund-Gliedes schwankt am Beckenrand von Aufschluß zu Aufschluß. Im Bereich südlich Osnabrück überwiegen noch rotbraune Farben. In Richtung Norden schalten sich zunehmend graue und grau-grüne Farben ein. In den Bohrungen setzt sich dieses Bild fort. Neben deutlich abgesetzten Übergängen vom Lehrberg-Glied zum Köllergrund-Glied durch markante Farbwechsel von rot nach grau oder grau-grün, folgen im Bereich der Hessischen Senke und in Schleswig-Holstein dem Lehrberg-Glied das Köllergrund-Glied in gleicher farblicher Ausbildung.

Die Farbfolge des Friedland-Gliedes ist am Beckenrand im Liegenden durch violette Farben gekennzeichnet, die zum Hangenden in rote und rotbraune Farben übergehen. Im Bereich des distaleren Beckens verändert sich die farbliche Ausbildung des Schicht-Gliedes insofern, als im mittleren Bereich graue Mergelfarben eingelagert sind. Der Abschluß der Folge wird wiederum durch rote Mergel gebildet. Diese Farbsequenz scheint innerhalb des distaleren Beckens konstant zu sein (Abb.: 34).

km4

Beckenrandlich wird das Biesterfeld-Glied durch graue Sedimentfarben markiert. Im Bereich der Bohrungen ist die Schichtfolge farblich weitgehend identisch. Ausnahmen scheinen nur im Bereich von Schleswig-Holstein (Bohrung L,O) aufzutreten. Hier zeigten sich im Liegenden von Anhydritlagern braune Mergelfarben.

Das auflagernde Henkenbrink-Glied erscheint am südlichen Beckenrand mit roten und grau-grünen Mergelfarben. Diese Farbgebung setzt sich auch im Bereich der Hunte Schwelle fort (Bohrung D,G). Erstmals schalten sich im km4 des distaleren Beckens in diesem Niveau violette Farbtöne ein. Im Aufstieg zum Fünen Hoch erscheinen graue Mergelfarben.

Die Farbfolge des Valdorf-Gliedes ist beckenrandlich zweigegliedert. Im Liegenden herrschen rotbraune Farben vor,

denen im Hangenden grau-grüne Mergel auflagern. Im Bereich der Hunte Schwelle überwiegen graue Sedimentfarben. Abseits dieses Bereichs zeigen sich im Liegendes zudem rote oder violette Farben, denen im Hangenden wiederum graue und grau-grüne Färbungen folgen (Bohrung J,N).

Das Hagedorn-Glied im oberen Steinmergelkeuper, zeichnet sich durch graue bis schwarz-graue Farben aus. Diese Farbgebung scheint sowohl am Beckenrand als auch im distaleren Becken horizontbeständig zu sein. Als markanter Farbhorizont macht sich zudem noch im Bereich der Hunte-Schwelle der Belle-Horizont bemerkbar (Abb.:17,18). Abseits dieses Bereichs tritt er nicht mehr farblich hervor.

Im Hangenden des Hagedorn-Gliedes ist die Farbfolge im Steinbach-Glied wiederum deutlich abhängig von der Beckenposition. Neben rotbunten Farben die überwiegend beckenrandlich auftreten tendieren die Sedimente im distaleren Becken zum Grau-grün.

Die Kielsberg Formation wird beckenrandlich von gelben grauen und grau-grünen Farbtönen bestimmt. Im Bereich der Bohrungen erwies sich diese Formation als farbkonstant.

Der Kielsberg Formation folgt auflagernd die Madeburg Formation. Beckenrandlich wird sie durch rote und graue Sedimentfarben gekennzeichnet. Ebenso ist ihr Erscheinungsbild im Bereich der Hunte Schwelle und im Anstieg zum Fünen Hoch. Farbkonstanz liegt in diesem Niveau nicht vor (Abb.:34).

ko

Mit dem Wechsel vom km4 zum Rhät (ko, Exter-Gruppe) vollzieht sich gleichzeitig eine farbliche Veränderung. Herrschten im evaporitisch geprägten km4 noch bunte Sedimentfarben vor, so überwiegen im fluviatil, deltaischen, brackisch bis marinen Milieu graue, grau-grüne und schwarze Farben. Lediglich im Übergangsbereich (Herford-Glied) km4 wurden noch vereinzelt Roteisenlagerungen festgestellt.

Graue und bunte Lagen unterscheiden sich nicht im Material. Allerdings wurden im Rotsediment vermehrt Trockenrisse und Roteisenkonkretionen beobachtet. Vermutlich ist diese Farbentwicklung im Herford-Glied vergleichbar mit der des km2. Neben grauen und grau-grünen Rinnensedimenten existieren

Bereiche die durch Trockenfallen ihre charakteristische Färbung erhielten.

Im Bereich der Bohrungen zeigte sich die Einlagerung von Rotsedimenten hauptsächlich im Bereich der Hunte-Schwelle (Bohrung E,F,G). Infolge der nördliche Fortsetzung (Raum nördlich Bremen, Bohrung J) setzt sich diese Farbgebung fort. Abseits dieses Raumes zeigen die Bohrungen graue, grau-grüne und schwarze Färbungen.

Mit dem Beginn des Börgerhof-Gliedes sind keine Rotsedimente mehr im höheren Unterkeuper vorzufinden. Sowohl am Beckenrand als auch in den Bohrungen treten dunkle Reduktionsfarben auf.

Die Oeynhausener Formation (Deesberg-Glied, Holtrup-Glied) zeigt sowohl beckenrandlich als auch in den Bohrungen laterale Farbkonstanz. Dunkel graue und schwarze Sedimentfarben überwiegen.

Mit dem Wechsel zum Oberrhät vollzieht sich wiederum eine geringe farbliche Änderung. Schwarzfärbung, wie sie im Mittelrhät noch vertreten war wurde im gesamten Arbeitsbereich nicht mehr beobachtet (Abb.:34).

Als Ausnahme erwies sich die Bohrung E. Sie ist auf der Hunte Schwelle plaziert und unterscheidet sich in farblicher Hinsicht von den umgebenden Bohrungen. Im Ottenstein-Glied zeigt sie grau-grüne Siltfarben und im Meiborssen-Glies sind es rotbraune Sandsteinfarben. Als mögliche Ursache für die Farbabweichung kann wiederum ein zeitweiliges Trockenfallen angenommen werden. Dies könnte z.B. durch eine geringe tektonische Verstellung der Schwellenlage erreicht worden sein.

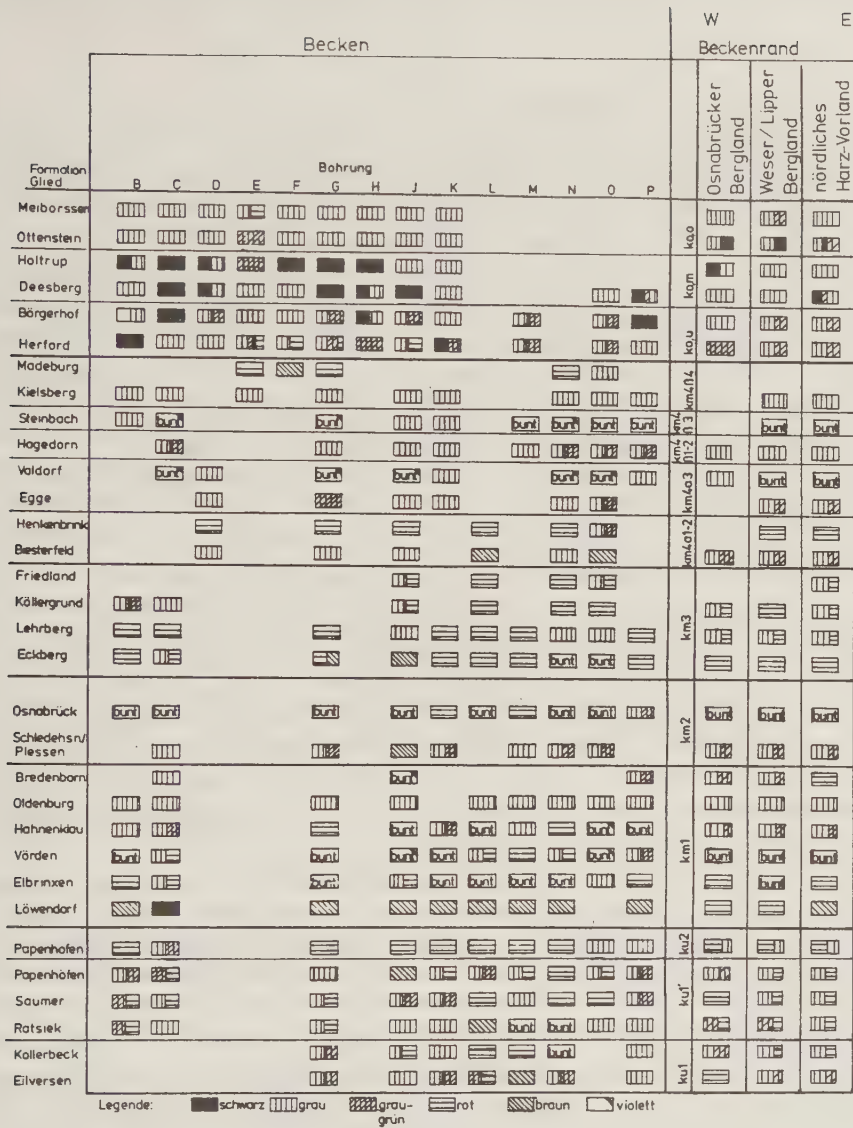


Abb.: 34

Farbverteilung im Keuper

4. Sieb- und Schlämmanalyse

4.1 Methodik

Granulometrische Untersuchungen erfolgten an ca. 250 Proben des Beckenrandbereichs im gesamten Keuper. Für Untersuchungen aus dem Becken lag nicht genügend Probenmaterial vor.

Bei der Siebanalyse der Sandsteine wurde der Korngrößenbereich von 0.063 mm bis 1.00 mm durch eine Anzahl von Prüfsieben unterschiedlicher Maschenweite (1/2 phi-Schritte) in Fraktionen gegliedert. Das Sieben erfolgte mit einer elektrischen Laborsiebmaschine im Naßverfahren. Die Siebdauer je Probe lag bei 20 Minuten. Die Probenmenge betrug jeweils 50 Gramm.

Kornaggregate lagen in Stichproben nur noch vereinzelt vor (vgl. Kap. 1.5.1, 1.5.2).

Die Fraktionierung der Silt- und Tonkorngrößen (< 0.063 mm) wurde nach dem ATTERBERG-Verfahren durchgeführt (MÜLLER 1967).

Die Darstellung der Korngrößenparameter erfolgte in Abb.: 35-38 durch die Medianwerte ($P_{50}=Q_2$) und die Quartilwerte ($P_{25}=Q_1$ und $P_{75}=Q_3$), für den Sortierungsgrad nach TRASK (1932) [$So=(Q_3/Q_1)^{0.5}$]. Bei der weiteren Beschreibung erwiesen sich die von FUCHTBAUER (1959) vorgeschlagenen Eckdaten von 1.23, 1.41, 1.74 und 2.0 für sehr gute, gute, mittlere, schlechte und sehr schlechte Sortierung als geeignet. Die Darstellung der Ergebnisse bezieht sich auf die Trockenmasse.

Die Schiefe kann aus den Quartilwerten nach der Formel $Q_1 \cdot Q_3 / Q_2^2 = Sk$ berechnet werden. Sie brachte aber keine zusätzlichen Erkenntnisse; es konnte daher auf die Darstellung verzichtet werden.

5.2 Befunde

Bereits RAUTENSTRAUCH (1972) stellte im Bereich des Osnabrücker Berglandes für Keupersand- und -siltsteine schlechte bis sehr schlechte Sortierungen fest (1.6-6.0).

Für untersuchte Proben aus den (brackisch)-fluviatilen Schichtgruppen des Beckenrandes kü, km2 und ko lagen die Sortierungen zwischen 1.2-4.5 (sehr gut-sehr schlecht). Dabei zeigten Silte durchschnittlich schlechtere Sortierungen als Sande, was einer allgemeinen Gesetzmäßigkeit entspricht (FUCHTBAUER 1977, S. 50). Mergelproben aus Evaporitfolgen zeigen ähnliche Sortierungen.

ku

Die in den Proben ermittelten Korngrößen erreichen maximal den Mittelsandstein. Silt- und Feinsandsteine überwiegen jedoch. Die Sortierung für Siltsteine und Mergel streut zwischen 1.8-4.2 (mittel-sehr schlecht). Die Sandsteine weisen meist bessere Sortierungen auf (1.4-2.0).

Die Korngrößenverteilung im ku (Abb.: 35 oben, 38) zeigt deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Probenbereichen. Im Osnabrücker Bergland scheinen feinkörnige Sedimente mit entsprechend schlechter Sortierung zu überwiegen.

Die Proben des Bereichs nördliches Harz-Vorland sind ebenfalls überwiegend siltig, aber vergleichsweise besser sortiert. Dieser Unterschied beruht möglicherweise auf längere Transportwege mit häufigeren Umlagerungen. KUMM (1941) und WURSTER (1964) vermuteten in dieser Schichtgruppe bereits Schüttungen aus dem skandinavischen Raum (vgl. Abb.: 22).

Im Bereich Lippe, Weserbergland sind die durchschnittlichen Medianwerte erhöht. Hier befindet man sich möglicherweise im Bereich von Flußrinnen. Nach VOLKAMER (1939), KUMM (1941) und KÜHL (1958) können in diesem Gebiet Schüttungen von der Böhmisches Masse und der Rheinischen Masse auftreten (vgl. Abb.: 22, Kap. 2.3.1).

km1

Die Mergelproben des km1 spiegeln in ihrer Korngrößenvarianz das Spektrum vom Feinsilt bis Grobsilt wider. Abb.: 35 unten zeigt zwischen den drei Probengebieten, nur leichte Unterschiede. Im Bereich Osnabrück scheint der durchschnittliche Median geringer zu sein als in den beiden anderen Probengebieten (Abb.: 38). Möglicherweise läßt dies den Schluß zu, daß auch während dieser Sedimentationsphase sehr verhaltene Zulieferungen vermehrt im Bereich der Hessischen Senke und des nördlichen Harz-Vorlandes Verbreitung fanden.

Abb.: 38 belegt in allen drei Gebieten eine schwache Korngrößenzunahme zum Hangenden mit Annäherung an den Schilfsandstein.

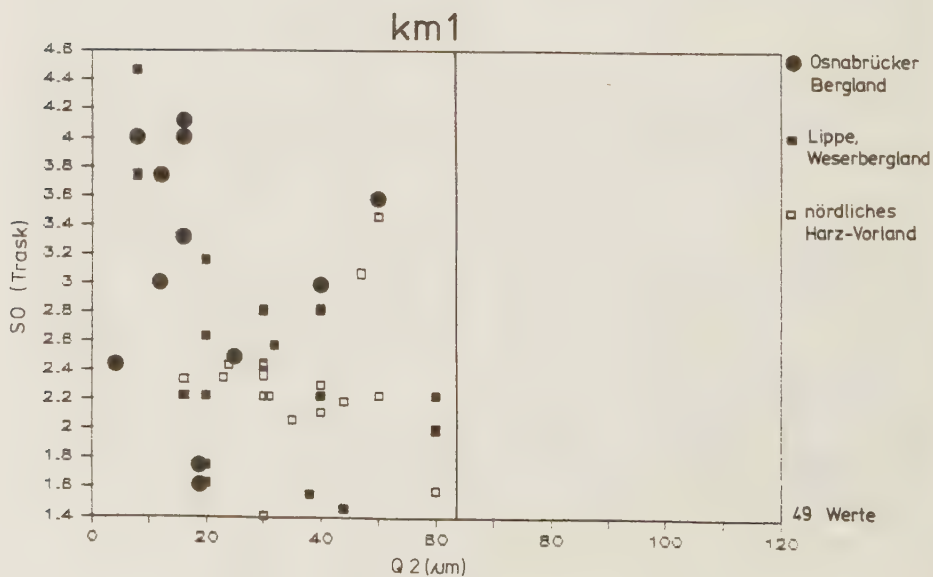
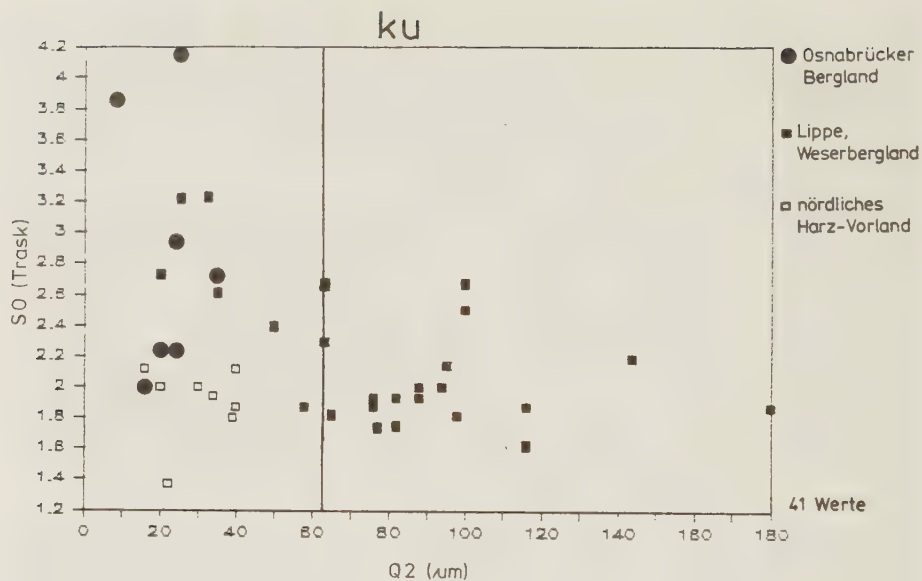


Abb.: 35

Korngrößenparameter des ku und km1.

km2

Die Mediankorngröße erreicht maximal den Mittelsandstein. Silte und Feinsandsteine überwiegen jedoch.

Das fluviatile Rinnensystem des Schilfsandsteins (km2) zeigt hinsichtlich der drei Probenbereiche keine deutlichen Sortierungs- und Korngrößenunterschiede (Abb.: 36 oben). Schüttungsunterschiede wie sie im ku existieren, sind im km2 anhand der Granulometrie nicht eindeutig zu belegen. Dies ist auf die überwiegende Zulieferung der Sedimente aus dem skandinavischen Raum zurückzuführen.

In Rinnenbereichen zeigen sich gröbere Korngrößen und bessere Sortierungen als in Ufernähe.

Die vertikale Korngrößenverteilung spiegelt die Gliederung in Rinnenfazies (Schledehausen/Plessen Formation) und Stillwasserbereichen (Flußinsebereiche, Osnabrück Formation) wider (Kap. 2.2.6, 2.3.3).

Im Liegenden dominieren in den Sandsteinlagen etwas gröbere Korngrößen (Schledehausen/Plessen Formation). Im höheren km2 (Osnabrück Formation) werden sie feinkörniger. Auftretende Silte und Mergel zeigen keine deutlichen Unterschiede (Abb.: 38).

km3

Die Proben bewegen sich im Fein- bis Mittelsiltbereich (Abb.: 36 unten, 38).

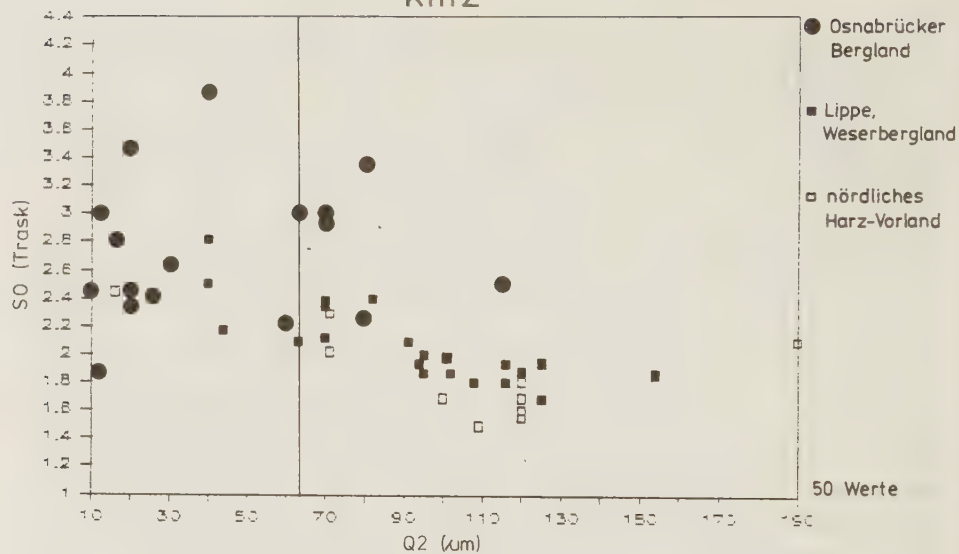
Wie im evaporitischen km1 zeigen sich im km3 lateral nur geringe Korngrößenunterschiede; der Bereich des Osnabrücker Berglandes neigt, vergleichbar dem km1, zu etwas niedrigeren Korngrößen.

Die vertikale Korngrößenverteilung (Abb.: 38) weist im Liegenden der Probengebiete Weserbergland und nördliches Harz-Vorland leicht erhöhte Werte auf.

Möglicherweise deutet dies auf ausklingende Schüttungseinflüsse des Schilfsandsteins. Ebenso könnten dadurch fortgesetzte, sehr verhaltene Zulieferungen von den südlichen Hochgebieten angedeutet werden.

Im höheren km3 nimmt mit zunehmender evaporitischer Tendenz die Korngröße ab.

km2



km3

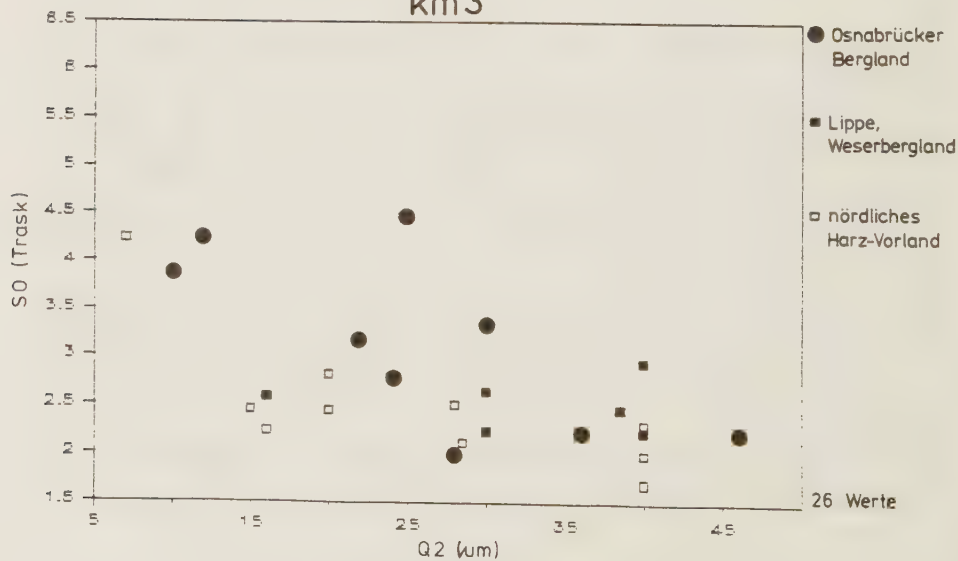


Abb.: 36

Korngrößenparameter des km2 und km3.

km4

Die Mergelproben des km4 liegen im Fein- bis Grobsiltbereich (Abb.: 37 oben).

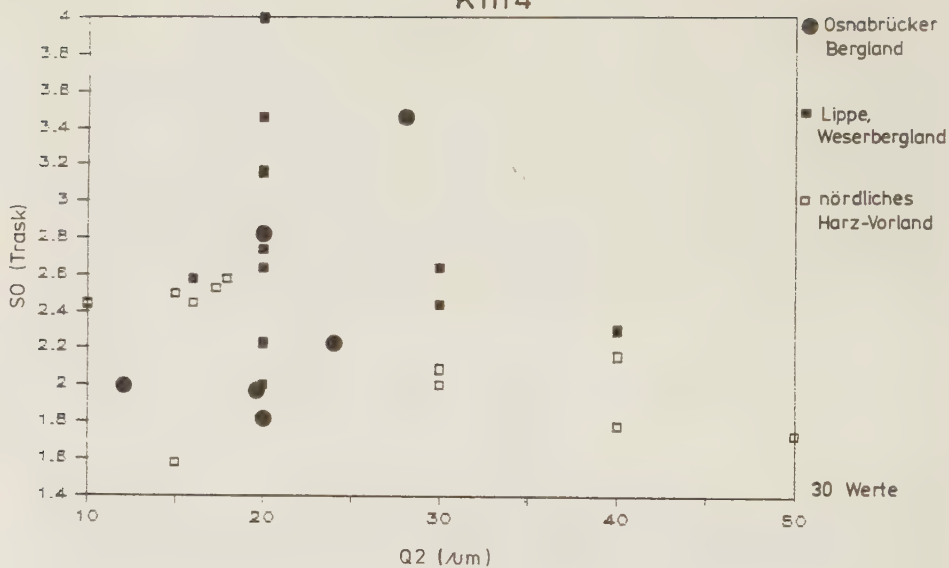
Lateral zeigen sich keine signifikanten Korngrößenunterschiede. Dies paßt wiederum zu dem vorherrschenden evaporitischen Milieu. Im oberen Teil deutet sich in einer schwachen Korngrößenzunahme der beginnende Einfluß der fluviatilen Rhätschüttungen an.

ko

Das brachisch-fluviatile Rhät zeigt für die drei Probenbereiche eine Korngrößenvarianz vom Mittelsilt bis zum Mittelsand (Abb.: 37 unten, 38). Marine Horizonte des Osnabrücker Berglandes und des Weserbereichs wurden nicht beprobt.

Wie im ku, wurden auch hier erhöhte Korngrößen im Bereich des Weserberglandes und im nördlichen Harz-Vorland festgestellt. Dies ist wiederum im Zusammenhang mit der Sedimentverteilung des Rhät zu sehen (vgl. Abb.: 29, 30, 31, Kap. 2.3); verstärkte Schüttungen erreichten von der Böhmisches Masse aus die proximaleren Ablagerungsräume des nördlichen Harz-Vorlandes und des Wesergebietes. Im distaleren Sedimentationsgebiet des Osnabrücker Berglandes lagerten sich dagegen feinerklastische Sedimente ab (Kap. 2.2.9, 2.3).

km4



ko

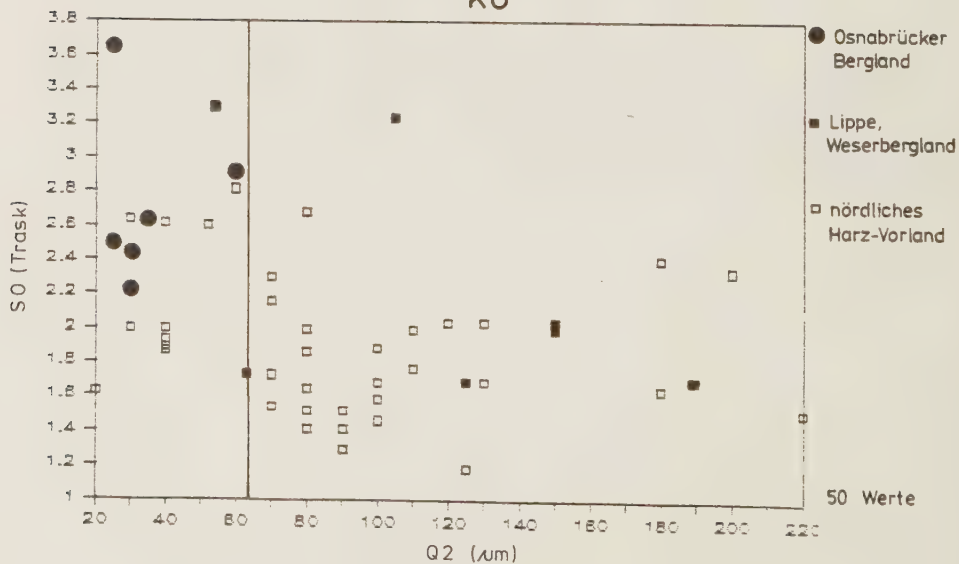


Abb.: 37 Korngrößenparameter des km4 und des ko.

5. Porosität

5.1 Methodik

Die Bestimmung der effektiven Porosität wurde an ausgesuchten Proben von Bohrungen und aus Tagesaufschlüssen nach dem Auftriebsverfahren durchgeführt (MÜLLER 1967). Untersucht wurden Sand- und Mergelsteine innerhalb der gesamten stratigraphischen Abfolge. Für Sandsteine im ku und km₂ des Beckens konnten die Bestimmungen nicht durchgeführt werden, da Kerne fehlten. Im ko lagen Kernstrecken vor.

Als Benetzungsflüssigkeit diente Frigen (Spez. Gew. 1.58 gr/cm³).

5.2 Befunde

Die fluviatil beeinflussten Schichtgruppen (ku₁, ku_{1'}, km₂ und ko) weisen infolge des erhöhten klastischen Anteils gegenüber den salinaren Schichtfolgen (ku₂, km₁, km₃ und km₄) erhöhte Porositäten auf.

Werte von durchschnittlich 16% liegen in den Rinnensandsteinen vor. Im ku erreichen sie durchschnittlich 10%. Maximal 27% konnten im ko, m des Beckens und im nördlichen Harz-Vorlandes nachgewiesen werden. Damit erreichen letztere Lagerstättenqualität (BOIGK 1981).

In evaporitischen Abschnitten zeigen Mergel Porositäten bis max. 8% (durchschnittlich ca. 4%).

Gegenüber dem Becken weist der thermisch unbeeinflusste Randbereich keine deutlichen Porositätsunterschiede auf; im Gegensatz zum thermisch überprägten Bereich von Bramsche und Vlotho. Dort liegen die Porositäten deutlich niedriger. Silt- und Sandsteine sind hier durch Zementbildungen verfestigt.

Die durchschnittlichen Porositäten der Sandsteine liegen hier bei ca. 3%, die der Mergel übersteigt kaum 2% (Abb.: 39). In Relation zu den Medianwerten (Abb.: 38) zeigen die Porositäten des Beckenrandes, bei niedrigen Korngrößen, erhöhte Werte (Abb.: 40). Dies läßt sich durch Lösungsvorgänge im Verwitterungsbereich (speziell km₁ und km₃) erklären. Vergleichbare Proben aus den Bohrungen haben Porositäten bis ca. 4%. Die thermisch beeinflussten Proben des Osnabrücker- und Weserberglandes haben gegenüber solchen aus dem nördlichen Harz-Vorland deutlich geringere Porositäten. Dies macht sich besonders in gröberen Fraktionen bemerkbar (Abb.: 40).

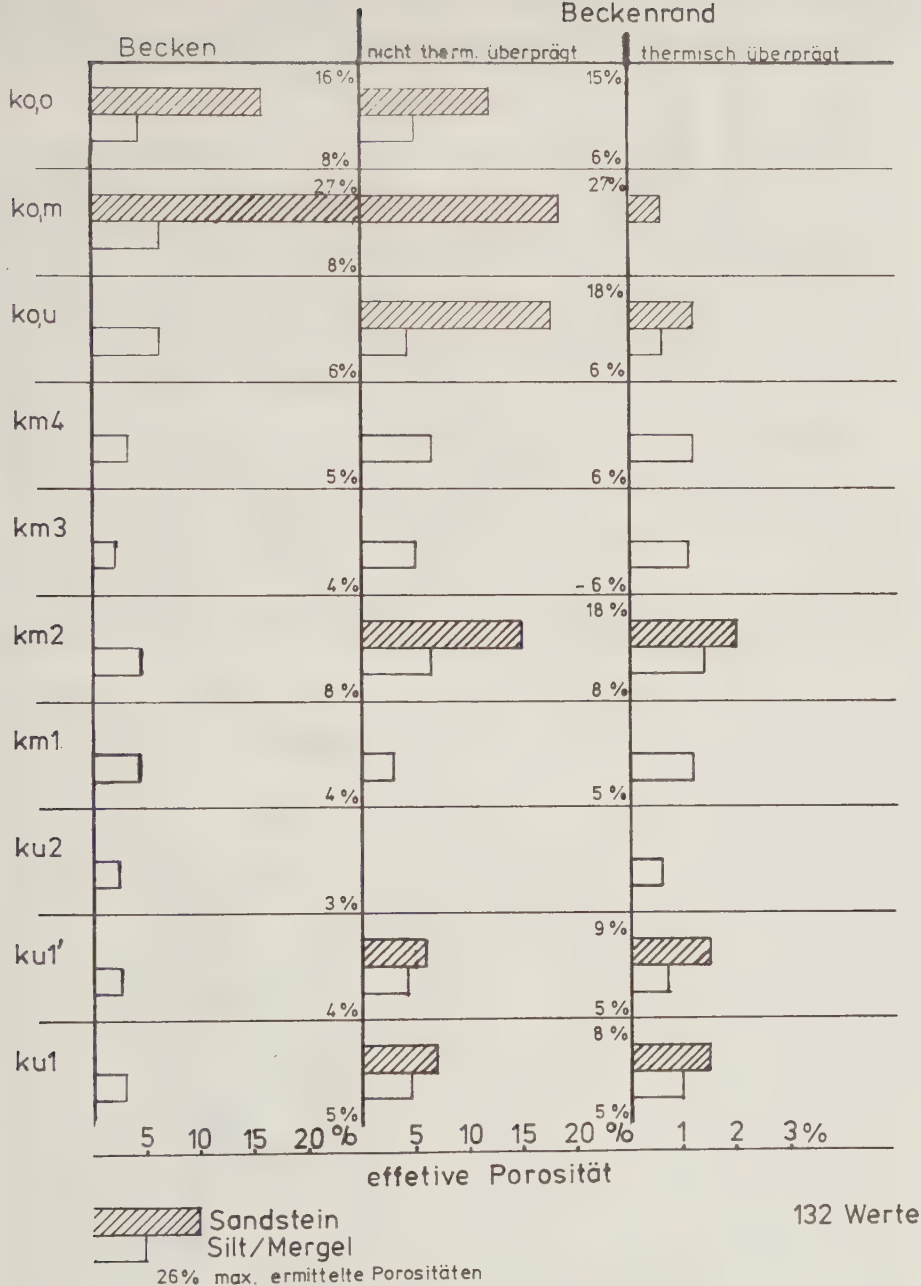


Abb.: 39

Durchschnittliche Porositäten im Becken und am Beckenrand.

Beckenrand Porositäeten bezogen auf die Medianwerte (Q2)

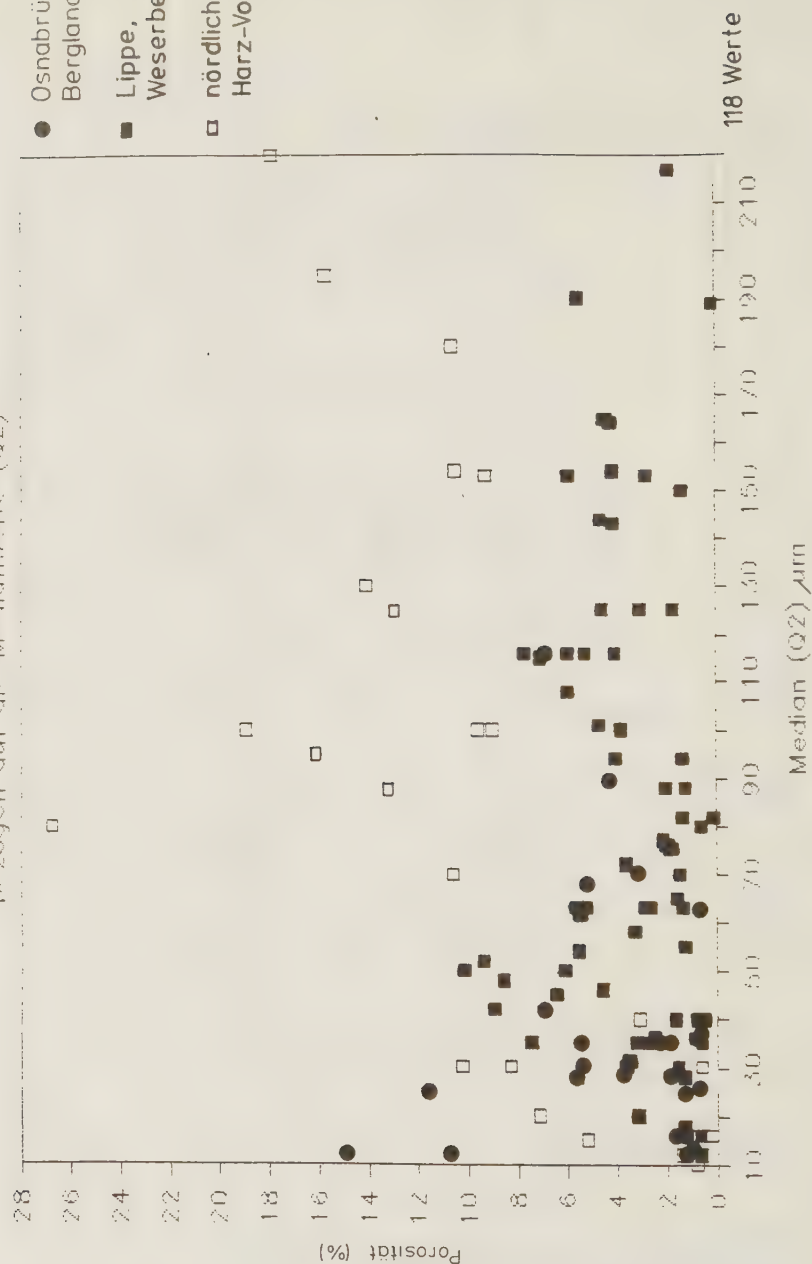


Abb.: 40

6. Schwerminerale

6.1 Methodik

Die Schwermineralanalysen sind an Mergel- und Sandsteinproben im gesamten Arbeitsgebiet durchgeführt worden (ca. 350 Proben). Jeweils fünf Gramm Probenmaterial der Fraktion 0.02 mm - 0.25 mm wurden im den SINDOWSKI-Scheidetrichter aufbereitet. Als Trennungsflüssigkeit diente Bromoform (Dichte 2.88 gr/cm³; MÜLLER 1967).

Zur lichtmikroskopischen Untersuchung wurde das gewonnene Probegut in Lakeside (n=1.62) eingebettet.

Durchschnittlich 200 Körner je Probe wurden ausgezählt. Nach BOENIGK (1983) liegt der mögliche Fehleranteil bei dieser Kornzahl bei ca. 3%.

Sulfat- und Karbonatminerale sowie Schichtsilikate und opake Minerale wurden bei der quantitativen Betrachtung vernachlässigt.

6.2 Befunde

6.2.1 Amphibol

Amphibolspaltstücke kommen mit stark schwankenden Gehalten in allen Schichtgruppen vor. Dabei weisen die fluviatilen Abschnitte durch die gröberen Korngrößenbestände erhöhte Kornprozentage (max. 26%) gegenüber den evaporitischen, feinkörnigeren Sedimenten (max. 4%) auf. Der Anteil brauner und grüner Hornblenden im Probenmaterial ist nahezu gleich hoch.

Farblose Orthoamphibole wurden vereinzelt nur im ku1' des Weserberglandes und im km2 von Schleswig-Holstein festgestellt.

Die Mineralgruppe stammt aus Liefergebieten mit vorherrschender Regionalmetamorphose. Die dafür zutreffenden Bereiche sind die Böhmisches Masse und der skandinavische Festlandsblock. Amphibolzulieferungen von der Böhmisches Masse erfolgten vermehrt während des Unterkeupers (ku) und im Rhät (ko). Skandinavisches Amphibolmaterial erreichte den Ablagerungsraum ebenso im Unterkeuper (ku) wie auch während des Schilfsandsteins (km2) (vgl. Kap. 2.3.1, 2.3.3, 2.3.5).

6.2.2 Anatas

Anatas ist in nahezu allen Schichtgruppen als Stabilkomponente enthalten. Die Gehalte schwanken erheblich, zeigen aber innerhalb von Schichtgruppen eine gewisse Konstanz (Tab.:2).

Neben idiomorphen, tafeligen, farblosen bis bläulichen Körnern sind im Probenmaterial auch gelblich-braune, unregelmäßig geformte Anatase enthalten, deren Kornoberflächen Spuren von Transportbeanspruchung aufweisen. Erstere sind diagenetische Bildungen im Sediment. Ihre Sprossung ist oftmals an opaken Ti-haltigen Mineralen oder an Ti-haltigen Schichtsilikaten zu beobachten. Letztere weisen auf detritische Zufuhren des Materials hin. Der detritische Anteil überwiegt im Probenmaterial. Für beide Varietäten ist eine Grautönung der Körner in Auslöschungsstellung charakteristisch.

Strat.	Os- Brgld.	Weser- Brgld.	nördl. Harz-Vorld.	West	Becken Mitte Nord	
ko,o	n.b.	n.b.	24%	30%	34%	n.b.
ko,m	n.b.	n.b.	50%	42%	50%	n.b.
ko,u	39%	40%	40%	41%	42%	30%
km4	n.b.	30%	n.b.	31%	34%	22%
km3	38%	30%	n.b.	34%	28%	10%
km2	53%	65%	32%	28%	32%	60%
km1	20%	20%	n.b.	18%	16%	22%
ku2	21%	21%	n.b.	12%	n.b.	16%
ku1'	41%	45%	n.b.	50%	n.b.	55%
ku1	34%	33%	10%	38%	n.b.	32%

Tab.: 2

Anatasverteilung im Niedersächsischen Becken. Die Zahlen geben die maximal ermittelten Kornprozentzahlen an.

Die relativ erhöhten Anatasgehalte beschränken sich auf die fluviatil geprägten Schichtgruppen mit grobkörnigeren Sedimenten (ku1, ku1', km2 und partiell ko). In diesen Folgen ist der authigen gebildete Anatasanteil ebenfalls erhöht. Dies dürfte auf im Sediment enthaltene instabilere Ti-haltige Minerale wie

Leukoxen und Ilmenitanteile zurückzuführen sein, die den Ti-anteil durch migrierende Porenwässer im Verlauf der Diagenese zur Anatasneubildung zur Verfügung stellen. Effektive Porositäten und Korngrößen sind in diesen Abschnitten erhöht (vgl. Kap. 4.2; 5.2).

In den feinkörnigen, evaporitisch geprägten Folgen zeigt sich der Anatasgehalt im Unteren Gipskeuper mit durchschnittlich 20% im gesamten Beckenbereich relativ konstant.

Im höheren Gipskeuper steigt der durchschnittliche Anatasanteil auf ca. 30% an. Möglicherweise ist dies auf einen Anstieg an Ti-haltigen Mineralen in den Sedimenten zurückzuführen. Aufarbeitungen und Umlagerungen des im Liegenden anstehenden km2 dürften weitgehend ausgeschlossen werden.

Schüttungseinflüsse machen sich beim detritisch angelieferten Anatas nur im km2 (Schilfsandstein) des östlichen Schleswig-Holstein deutlich bemerkbar. Hier zeigen sich erhöhte Gehalte. Vermutlich ist dies auf die Nähe des skandinavischen Liefergebietes zurückzuführen.

Der Anatasanteil wurde für weitere Schwermineraluntersuchungen nicht berücksichtigt.

6.2.3 Apatit

Apatit zeigte sich im Probenmaterial sowohl in den evaporitischen Mergeln als auch in den fluviatilen Sandsteinen. Erhöhte Apatitanteile finden sich in den Sandsteinhorizonten. Neben vereinzelt idiomorphen Kristallen ohne Einschlüsse überwogen gut gerundete Körner mit blasigen oder Festkörpereinschlüssen. Erhöhte Apatitgehalte wurden insbesondere in den Sandsteinlagen des ku und km2 des Osnabrücker Berglandes und im Bereich der Hessischen Senke festgestellt. Demgegenüber trat der Apatitgehalt des nördlichen Harz-Vorland und im Becken deutlich zurück (Tab.:3).

Geringe Apatitanteile zeigen die Deltasandsteine des Rhäts im nördlichen Harz-Vorland (vgl. APPEL 1981).

In den evaporitischen Abschnitten waren die Apatitanteile mit ca. 10% nahezu konstant.

Strat	Os- Brgld.	Weser- Brgld.	nörtl. Harz-Vorld. / Becken
-------	---------------	------------------	--------------------------------

ko	31%	25%	28%
km4	n.b.	12%	0%
km3	3%	12%	0%
km2	61%	75%	28%
km1	10%	10%	13%
ku	64%	64%	0%

Tab.:3

Apatitverteilung im Niedersächsischen Keuperbecken. Die Zahlen geben die maximal ermittelten Kornprozente an.

Der detritische Apatitanteil läßt sich durch seine starke Verbreitung in den ku und km2 Sandsteinen zum überwiegenden Teil von einem skandinavischen Liefergebiet herleiten.

Der im ko auftretende Anteil stammt von Zulieferungen der Böhmisches Masse (vgl. Kap. 2.3.1, 2.3.3, 2.3.5, 4.2).

Der relativ hohe Gehalt an Apatit in den evaporitischen Sedimenten dürfte auf anhaltende Zulieferungen von den Hochgebieten durch ephemere Flüsse zurückzuführen sein. Aufarbeitungen und Umlagerungen fluviatiler Sedimente sind infolge nachlassender Schüttungsenergien weitgehend auszuschließen.

Organischer Apatit wurde mit unterschiedlichen Gehalten in Form von Fischschuppen, -Zähnen und vereinzelt Skelettresten von Ganoidfischen (MÜLLER 1985) in nahezu allen Schichtgruppen vorgefunden.

ko,o Bohrung H

ko,m -

ko,u Osnabrücker Bergland, Weserbergland

km4 Bohrung O

km3 Bohrung J

km2 Bohrung O

km1 Bohrung B, Bohrung N

ku Bohrung N

Besonders Fischschuppen zeigten sich von Pilzen oder Actinomyzeten befallen.

6.2.4 Baryt

Baryt wurde mit wenigen Körnern (<1%) in den evaporitischen Ablagerungen des km1 und km3 im flacheren Becken (Bohrung B,C) festgestellt. Weiterhin zeigte es sich in den lakustrinen Sedimenten des kul im Weserbergland. Die Körner wiesen zumeist hypidiomorphe Kristallformen auf.

Die Kristalle dürften sich im Verlauf der Diagenese möglicherweise auch durch Feldspatzersetzung im Sediment authigen gebildet haben. Festkörpereinschlüsse waren in allen Körnern vorhanden.

6.2.5 Brookit

Brookit kommt in Form gelbbrauner, unregelmäßiger Körner oder als Bestandteil von Aggregaten vor. Sie besitzen vielfache einen opaken Kern. Auffällig sind die anomalen braunen bis blaugrauen Interferenzfarben, sowie das sehr hohe positive Relief und die oft erkennbare starke Dispersion der optischen Achsen.

Eine erhöhte Verbreitung ist auf die grobkörnigeren, fluviatilen Sedimente des kul', km2, ko,u und ko,m des Weserberglandes sowie des nördlichen Harz-Vorlandes beschränkt. Gehalte bis max. 2% wurden in Schwermineralspektren beobachtet. Abseits dieser Gebiete zeigte sich Brookit nur in Spuren.

In den feinkörnigeren, evaporitischen Folgen ku2, km1, km3 und km4 wurde das Mineral nicht beobachtet.

Der detritische Brookitanteil im Probenmaterial leitet sich von den kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse (ku, ko) und Skandinaviens (ku, km2) ab.

Vereinzelte, authigene Bildungen von Brookit wurden in km2 Sandsteinen des Weserberglandes und im ko,m des Vorharzbereichs festgestellt.

Für die weitere Schwermineralbetrachtung wurde Brookit nicht berücksichtigt.

6.2.6 Disthen

Disthen wurde im Beckenbereich (Bohrung C) und im nördlichen Harz-Vorland in km² Sedimenten mit geringen Gehalten vorgefunden (1-2 Korn%). 2-3 Korn% erreichte der Disthengehalt im ko,u und ko,m des Vorharzbereichs.

Die Körner zeigten überwiegend Spaltstückcharakter. Transportgerundetes Material trat deutlich zurück. Gerundete Körner zeigten sich in den Proben des km², während eckiges Material vermehrt im ko vorzufinden war.

Aufgrund der zeitlich begrenzten Verbreitung des Disthens auf den km² und ko, sowie durch den Rundungsgrad der Körner lassen sich zwei Liefergebiete feststellen.

Während des km² wurde das Material aus Skandinavien ins Becken geliefert (vgl. Kap. 2.2.6; 2.3.3). Die mäßig transportstabilen Disthene dieses Raumes weisen Kornrundungen auf.

Während des Rhäts kamen die Sedimentschüttungen in den Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes von der Böhmisches Masse (vgl. Kap. 2.2.9; 2.3.5). Da der Transportweg nur gering war, herrschen in diesen Proben eckige Formen vor.

6.2.7 Epidot

Als Minerale der Epidot-Gruppe wurden Epidot (gelblich), Pistazit (grün), Piemontit (rötlich), Orthit (braun), Zoisit (farblos) und Klinozoisit (farblos) zusammengefaßt. In der Reihenfolge der Häufigkeit erscheint Epidot vor Pistazit und Zoisit. Deutlich geringere Verbreitung zeigen Klinozoisit, Orthit und Piemontit.

Epidote liegen im Probenmaterial gut gerundet vor. Bildungen von Epidot durch Saussuritisierung von Feldspäten wurde nicht beobachtet.

Als Herkunftsgebiete stehen mesothermale Zonen, die kontakt- und regionalmetamorphen Bereiche Skandinaviens und der Böhmisches Masse zur Verfügung.

Innerhalb der lithologischen Abfolge schwanken die Epidotgehalte erheblich zwischen wenigen Kornprozenten bis zur Hauptkomponente der Schwermineralassoziation. Im allgemeinen ist Epidot nach Zirkon das verbreitetste Schwermineral (Tab.:4).

Deutliche Unterschiede zeigen sich wiederum in der Verteilung

zwischen fluviatilen und evaporitischen Sedimenten. Der Anteil in den fluviatilen Abschnitten liegt mit durchschnittlich 30% deutlich über den Gehalten der evaporitischen Folgen. Hier wurden durchschnittlich 10% erreicht.

Erhöhte Epidotgehalte lagen insbesondere im kul', km2 und ko,u des Weserberglandes und im km2 Schleswig-Holsteins vor. Orthit und Piemontit traten hier vermehrt auf.

Strat.	Os- Brgld.	Weser- Bergld.	nördliches Harz-Vorld. / Becken
ko,o	n.b.	n.b.	34%
ko,m	n.b.	n.b.	30%
ko,u	16%	51%	23%
km4	0%	20%	21%
km3	5%	9%	6%
km2	25%	19%	34%
km1	7%	6%	5%
ku2	2%	2%	3%
ku1'	4%	5%	63%
ku1	4%	4%	6%

Tab.:4

Epidotverteilung im Niedersächsischen Keuperbecken. Die Zahlen geben die maximal ermittelten Kornprozent an.

6.2.8 Granat

Granatkristalle treten in den untersuchten Proben überwiegend als kantige, splittrige Körner, z.T. mit Festkörpereinschlüssen auf. Erhöhte Gehalte zeigten sich besonders in der Fraktion > 0.125 mm. Idiomorphe Kristalle wurden nicht beobachtet. Die Kornoberflächen zeigten vielfach Ätzgruben (BORG 1986, SIMPSON 1976), die auf Verwitterungsvorgänge zurückgehen.

Drei Farbvarietäten (grünlich-farblos, gelblich und rötlich) sind im Probenmaterial vertreten. Die laterale Verbreitung der farblichen Granatvarietäten läßt eine Gliederung des Beckens in zwei Schüttungsbereiche zu (Abb.:41).

Im nördlichen Beckenabschnitt sind in den gröberkörnigen, fluviatilen Abschnitten (ku1, ku1', km2, ko) vornehmlich rötliche und farblose Granate verbreitet. Ihre Herkunft dürfte vom skandinavischen Festland stammen.

Im südlichen Beckenbereich und am Beckenrand herrschen in diesen Folgen gelbliche und farblose Granate vor. Als Liefergebiet hierfür kann vermutlich die Böhmisches Masse angesehen werden. V. ENGELHARDT (1942) und LARSEN (1966) stellten für das Mittelrät bereits diese Schüttungsunterschiede fest.

In der stratigraphischen Verteilung tritt Granat am südlichen Beckenrand und im Becken nur in den grobkörnigen, fluviatil geprägten Schichtgruppen auf. Demgegenüber zeigt sich Granat im Bereich von Schleswig-Holstein auch in den feinkörnigeren evaporitischen Lagen mit geringen Gehalten. Diese Erscheinung dürfte auf die Nähe zum skandinavischen Liefergebiet zurückzuführen sein. Vermutlich sind sie durch Zulieferungen ephimerer Flüsse ins evaporitische Sediment eingebracht worden.

Für die fluviatilen Ablagerungen des ku im Bereich Weser und des nördlichen Harz-Vorlandes weisen die erhöhten Gehalte auf Schüttungen von der Böhmisches Masse hin (Tab.: 5).

Der Granatanteil im km2 des nördlichen Harz-Vorlandes erscheint gegenüber benachbarten Gebieten erhöht. Möglicherweise treten hier Anreicherungseffekte im Probenmaterial (Seifenbildung) in Erscheinung. Andererseits könnten zusätzliche Sedimentlieferungen aus dem Bereich der Böhmisches Masse ins Becken eingebracht worden sein. Der relativ hohe Gehalt an gelbem Granat in diesem Bereich spräche dafür. Im Süddeutschen Raum erhielten die Schüttungen des km2 zudem Sedimentzulieferungen von der Böhmisches Masse (WURSTER 1964).

Der deutliche Rückgang des Granatgehaltes im Becken ist vermutlich korngrößenbedingt.



Abb.: 41

Laterale Verbreitung der roten und gelben Granatvarietäten im Keuper unter Einbeziehung der Ergebnisse von v. ENGELHARDT (1942) für das Rhat (östlich der Weser, gestrichelt markierter Bereich).

Strat.	Os- Brgld.	Weser- Brgld.	nörtl. Harz-Vorl.	West	Becken Mitte	Nord
ko,o	n.b.	n.b.	18%	7%	6%	n.b.
ko,m	n.b.	n.b.	2%	0%	0%	n.b.
ko,u	6%	13%	6%	5%	22%	5%
km4	0%	0%	0%	0%	0%	3%
km3	0%	0%	0%	0%	0%	3%
km2	17%	4%	65%	10%	22%	66%
km1	0%	0%	0%	0%	0%	11%
ku2	0%	0%	0%	0%	0%	n.b.
ku1'	14%	33%	22%	5%	7%	65%
ku1	3%	5%	3%	2%	3%	3%

Tab.:5

Granatverteilung im Niedersächsischen Keuperbecken. Die Zahlen geben die maximal ermittelten Kornprozent an.

6.2.9 Pyroxen

Unter Pyroxen wurden Minerale der Pyroxen-Gruppe zusammengefaßt. Nur im Unterkeuper des Weserberglandes und im Rhät des nördlichen Harz-Vorlandes konnten Hypersthen und Augit Kristalle vereinzelt nachgewiesen werden. Ihr Anteil lag jeweils unter 1% im Sandsteinmaterial.

Das Auftreten der Minerale in diesen Schichtgruppen und ihre Transportempfindlichkeit deuten auf eine Herkunft von der Böhmisches Masse.

6.2.10 Rutil

Rutil kommt im Probenmaterial als Vertreter metamorpher, auch pegmatitischer Gesteine in zwei Farbvarietäten vor. Gelbbraune und leuchtend rotbraune Mineralkörner sind zu gleichen Teilen vertreten. Rutil können sowohl isometrische als auch stärker elongate Formen annehmen. Gut gerundete Körner überwiegen. Kniezwillinge konnten vereinzelt beobachtet werden.

Rutil ist in nahezu allen untersuchten Proben vorhanden, zeigt

aber von den stabilen Schwermineralen die geringste Verbreitung. In den grobkörnigen, fluviatilen Sedimenten des Unterkeupers im Bereich des Weserberglandes und bei Osnabrück sind erhöhte Gehalte (bis 20%) festgestellt worden. Im Becken wurden ca. 4% vorgefunden.

Der km2 weist im gesamten Probengebiet nahezu konstante Gehalte von ca. 5-6% auf.

Im Rhät des nördlichen Harz-Vorlandes steigt der Rutilanteil in den Sandsteinen bis auf ca. 13-20%. Hohe Gehalte sind in den ko,m Sandsteinen zu beobachten. Deutlich niedrigere Gehalte sind in ko,u und ko,o Sandsteinen verbreitet.

Im Rhät des Beckens wurde Rutil nur noch vereinzelt vorgefunden.

Die hohen Rutilgehalte im ku der Hessischen Senke und im ko des nördlichen Harz-Vorlandes lassen sich durch Zulieferungen von der Böhmisches und Rheinischen Masse erklären (vgl. Kap. 2.2.3; 2.2.9; 2.3.1; 2.3.5). Der im km2 nahezu konstante Anteil an Rutil kann durch seine schnelle flächenhafte Verbreitung erklärt werden (vgl. Kap. 2.2.6; 2.3.5).

Die im Rhät einsetzenden Deltaschüttungen von der Böhmisches Masse zeigen beckenrandlich und in den vorgelagerten Beckenteilen erwartungsgemäß erhöhte Rutilgehalte. Die abseitsgelegenen Beckenabschnitte weisen im Rhät nur vereinzelte Rutil auf.

In den evaporitischen Einheiten ku2, km1, km3 und km4 zeigte der Rutilanteil in den Mergeln sowohl beckenrandlich als auch im Becken konstante Gehalte. Sie erreichen maximal 1-2%.

6.2.11 Spinell

Die beobachteten Spinelle sind schlecht gerundet, durchscheinend, dunkel- oder rotbraun und optisch isotrop. Sie zeigen ein positives Relief. Der Farbgebung nach handelt es sich dabei um Picotite. Ihr Auftreten in der lithologischen Abfolge beschränkt sich mit vereinzelt Körnern auf die fluviatilen Abschnitte des gesamten Probenbereichs. Vermehrte Verbreitung wurde im Rhät des nördlichen Harz-Vorlandes festgestellt. Die Verbreitung sowohl im km2 als auch im ku und ko lassen keine eindeutige Zuordnung des Liefergebietes zu. Als Herkunftsgebiet der transportstabilen Kristalle während des km2 und partiell im ku kann der

skandinavische Raum angenommen werden. Während des ko und auch partiell im ku dominierten die Schüttungen von der Böhmisches Masse. Zulieferungen von Picotiten aus dem Bereich der Rheinischen Masse dürften weitgehend ausgeschlossen werden, da ultrabasische Gesteine hier nicht abgetragen wurden.

6.2.12 Staurolith

Staurolith erscheint in den Schwermineralpräparaten gut gerundet oder mit unregelmäßiger, z.T. hahnenkammartiger Kornform. Die häufigste Verbreitung hat Staurolith in Sanden der Fraktion >0.125 mm. Die Farbe der Körner variiert zwischen gelblich bis braun. Idiomorphe Kristalle wurden im Probenmaterial nicht beobachtet. Staurolith tritt vielfach in Begleitung mit Granat in Erscheinung. Prozentual liegt er durchschnittlich deutlich unter den Granatgehalten. Innerhalb der lithologischen Abfolge ist das Vorkommen an die fluviatilen Abschnitte geknüpft.

Beckenrandlich sind die Staurolithgehalte im ku und ko gegenüber dem Becken erhöht. Dies ist auf die Nähe des Liefergebietes (Böhmisches Masse) zurückzuführen. Im km2 macht sich demgegenüber vermutlich die skandinavischen Zufuhren bemerkbar. Im Bereich des westlichen Beckens (Bohrung B, C) und im Bereich der Hunte Schwelle nehmen die Gehalte deutlich ab (Tab.:6).

Strat.	Os- Brgld.	Weser- Brgld.	nördl. Harz-Vorld.	West	Becken Mitte	Nord
ko,o	n.b.	n.b.	5%	1%	0%	n.b.
ko,m	n.b.	n.b.	5%	1%	1%	n.b.
ko,u	1%	2%	5%	1%	1%	0%
km4	0%	0%	0%	0%	0%	0%
km3	0%	0%	0%	0%	0%	0%
km2	5%	3%	2%	1%	1%	5%
km1	0%	0%	0%	0%	0%	0%
ku2	0%	0%	0%	0%	0%	0%
ku1'	1%	3%	2%	1%	2%	3%
ku1	1%	1%	1%	0%	1%	0%

Tab.:6

Staurolithverteilung im Niedersächsischen Keuperbecken. Die Zahlen geben die ermittelten maximalen Kornprocente an.

6.2.13 Turmalin

Turmalin gehört zu den stabilen Schwermineralen. Es tritt bevorzugt in den gröberen Fraktionen auf. Anreicherungen wurden besonders in den Fraktionen >0.125 mm festgestellt. In Keupersandsteinen kann Turmalin partiell bis zu 50% des Schwermineralanteils ausmachen (ko,m Harz-Vorland).

Turmalin zeigt unterschiedlichen Farbvarietäten, deren relative Gehalte stark variieren. Braune Mineralkörner dominieren. Grüne Farbvarietäten sind deutlich weniger verbreitet. Blaue, violette und farblose Turmaline wurden nur vereinzelt beobachtet.

Blaue Turmaline wurden vermehrt im kul' des Weserberglandes vorgefunden. Ihre Herkunft dürfte von der Böhmisches Masse stammen. Zulieferungen von der Rheinischen Masse dürften hierbei auszuschließen sein, da sich nach KRYNINE (1946) blaue Turmaline durch eine pegmatitische Genese bilden (vgl. Kap. 2.2.3; 2.3.1). Im km2 und im ko des nördlichen Harz-Vorlandes traten sie nur noch vereinzelt auf. Während des km2 kamen die Zulieferungen überwiegend aus dem skandinavischen Raum (vgl. Kap. 2.2.6; 2.3.3).

Im Rhät wurden blaue Turmaline vereinzelt im ko,u und im ko,o des nördlichen Harz-Vorlandes festgestellt. Damit kann die Herkunft des Materials der Böhmisches Masse zugeordnet werden (vgl. Kap. 2.2.9; 2.3.5).

Farblose Turmaline waren noch seltener und wurden nur im kul' der Hessischen Senke und im Rhät des Harz-Vorlandes beobachtet.

Generell treten Turmaline in den Keupersandsteinen kantengerundet und als Bruchstücke auf. Idiomorphe Kristalle wurden nicht beobachtet. Blasige, mit Gas oder Flüssigkeiten gefüllten Einschlüsse sowie Festkörpereinschlüsse sind in Turmalinen eingelagert. Die Festkörpereinschlüsse dominieren im Probenmaterial. Beide Einschlußtypen sind besonders in Plutoniten verbreitet.

Letztere Turmalinvarietät ist vermehrt im kul' beobachtet worden.

Turmalinkerne mit regelmäßigem Wachstumszonarbau sind nur vereinzelt im ku¹ und im ko festgestellt worden. Nach KRYNINE (1946), VALETON (1955) und POTTER & PRYOR (1961) dürfte es sich um alte Turmaline handeln, die magmatisch überprägt wurden und einem erneuten sedimentären Zyklus zugeführt wurden. LARSEN (1966) beschrieb den selben Turmalintyp aus dem Rhät des dänischen Beckens.

In den wenigen Proben mit ungewöhnlich hohen Turmalingehalten (Tab.: 7) kommen auch Körner mit gebleichten Rändern und/oder Anlösungserscheinungen der Kornoberflächen vor. Ihr Anteil innerhalb des Turmalingehaltes liegt <1%.

Strat.	Os- Brgld.	Weser- Brgld.	nördl. Harz-Vorld. / Becken
ko,o	n.b.	n.b.	32%
ko,m	n.b.	n.b.	50%
ko,u	8%	38%	25%
km4	5%	7%	5%
km3	5%	7%	5%
km2	17%	22%	17%
km1	2%	1%	2%
ku	16%	38%	12%

Tab.:7

Turmalinverteilung im Niedersächsischen Keuperbecken. Die Zahlen geben die ermittelten maximalen Kornprozent an.

Die Turmalinverteilung bezogen auf die Stratigraphie spiegelt deutlich die Abhängigkeit von der Korngrößenverteilung wieder. In den fluviatil geprägten Abschnitten (ku, km2, ko) sind die Gehalte erhöht.

Weiterhin zeigen sich deutliche Zulieferungsunterschiede. Während im ku erhöhte Gehalte im Bereich der Hessischen Senke und im Anstieg zum Fünen Hoch vorzufinden sind, treten die Anteile im Osnabrücker Bergland und im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes zurück. Diese lokalen Unterschiede dürften auf differenzierte Schüttungen aus dem skandinavischen Raum, der

Böhmischen und der Rheinischen Masse zurückgehen (vgl. Kap. 2.2.3; 2.3).

Die sehr geringen Gehalte an Turmalin in den feinkörnigen, evaporitischen Ablagerungen des km1 deuten verhaltene klastische Schüttungen von den Liefergebieten an. Der im Sediment vorhandene Turmalinanteil dürfte durch ephemere Schüttungen eingebracht worden sein.

Erst im km2 treten erneut erhöhte Turmalingehalte auf. Die Sandsteine im Bereich der Hauptausbreitungsrichtung zeigen dabei in ihren Gehalten lateral keine deutlichen Unterschiede. Außerhalb dieser Hauptausbreitungen nehmen die Turmalingehalte schnell ab.

Im km3 und km4 ist der Turmalinanteil in den dolomitischen Mergeln des Ablagerungsraumes relativ niedrig (5-7%).

Durch die Verbreitung der Deltaschüttungen des ko sind besonders im Bereich des Weserberglandes und des vorgelagerten Beckenbereichs die Turmalingehalte erhöht.

6.2.14 Zirkon

Zirkon ist wegen seiner großen Primärverbreitung in sauren magmatischen und metamorphen Gesteinen sowie wegen seiner Resistenz gegen Verwitterung und Beanspruchung das häufigste Schwermineral in "reifen" Sedimenten. Im Probenmaterial ist Zirkon in allen Schichtgruppen vertreten. Bis zu 68% der durchsichtigen Schwerminerale wurden in Silten des ko,u im Weserbergland (Tab.: 8) festgestellt. Das Korngrößenmaximum liegt zwischen 0.06-0.09 mm.

Detritische Zirkone überwiegen im Probenmaterial gegenüber idiomorphen oder primär runden Formen. Ihr Anteil liegt durchschnittlich unter 5%.

Neben wasserklaren Varietäten sind im Probegut trübe, gelbe (Malakone) violette und rosa Zirkone enthalten. Farbübergänge zwischen klar und trübe sowie trübe und gelb sind fließend. Sie können innerhalb eines Kristalls auftreten. Die Gelbtönung wird durch Gitterfehler, verursacht durch U-Strahlung, hervorgerufen. Parallel zur Farbtransformation (Metamiktisierung) zeigt sich durch anhaltender Strahlung vermehrte Rissbildung im Kristall. Violette und rosa farbene Zirkone stammen nach CARROLL (1940) und

ZIMMERLE (1972) aus präkambrischen Gesteinen. Sie wurden in allen Schichtgruppen sowohl beckenrandlich als auch im Becken festgestellt. Ihr Anteil in den fluviatilen Abschnitten ist gegenüber den evaporitischen Folgen leicht erhöht. Der Anteil liegt bei ca 1-5% des Zirkongehaltes.

Als mögliche Liefergebiete für die präkambrischen Zirkone kommen Teile des skandinavischen Festlandblocks und der Böhmisches Masse in betracht. Die Gebiete waren bereits im Keuper soweit erodiert, daß präkambrisches Material in die Ablagerungsgebiete gelangen konnte.

GRAUERT et al. (1973) zweifeln die präkambrische Herkunft roter Zirkone an, da sie auch in kaledonisch rekristallisierten Gneisen Vergesellschaftungen dieser Varietät fanden. Für die Herkunft des Materials wird durch die zeitliche Erweiterung keine entscheidende Veränderung bewirkt.

TOMITA & KARAKIDA (1954) und GASTIL et al. (1967) zeigten, daß die rosa Färbung bei einer Erhitzung zumindest für lange Zeit verschwindet. Für die thermisch überprägten Bereiche des Arbeitsgebietes (Bramscher und Vlothoer Massiv) wäre demnach bei entsprechend hoher Aufheizung mit geringeren Gehalten an rosa Zirkonen zu rechnen. Der vorhandene Anteil wäre bei erreichten Temperaturen von ca. 250°C-350°C (BRAUCKMANN 1984, STADLER & TEICHMÜLLER 1971: Kap. 8.6.2; 8.7.3; 10) der Mindestanteil für die Beteiligung von präkambrischem Material. Signifikante Abweichungen der rosa Zirkongehalte in den thermisch überprägten Bereichen machten sich nicht bemerkbar. Vermutlich reichte die ermittelte Temperatur von ca. 250°C (Kap. 8.6.2) nicht aus um deutliche Farbwechsel und damit Gehaltsverschiebungen herbeizuführen.

Tracht und Habitus von Zirkonen unterscheiden sich voneinander nach der Herkunft. Zirkone gleicher Herkunft zeigen nahezu gleiche chemischen, physikalischen und kristallographischen Eigenschaften. Nach WINTER (1981) wird die Ausbildung bestimmter Kristallflächen durch den Einbau seltener Elemente (Y,Hf,Ce,U,Th) beeinflusst. Die Ausbildung der 100-Fläche z. B. durch steigende Y-Gehalte. Eine Zunahme an Ce bewirkt die Anlage der 110-Fläche (WINTER 1981). Zirkone zeigen im Habitus fließende Übergänge. Die Flächenausbildungen können in unterschiedlicher

Weise dominieren. Mikroskopisch lassen sich 100-, 110-, 111- und 311-Flächen am häufigsten identifizieren. Für magmatische Zirkone stellten HOPPE (1963), TAUCHNITZ (1980) und WINTER (1981) fest, daß die Verknüpfung von 110- und 111-Flächen relativ häufig ist. Granitischer Zirkon zeigt hingegen häufig eine Prismenkombination von 100-, 111- und 311-Flächen (WINTER 1981). Das Längen-Breiten-Verhältnis für vulkanische Zirkone liegt etwa zwischen 2.5-3.2 z.T. auch höher. Kritische Längen-Breiten-Verhältnisse liegen im Bereich um 2.3. Werte <2.0 lassen auf plutonische Herkunft schließen (WINTER 1981). FRASL (1963) zeigte hingegen, daß eine von HOPPE (1963) auf Flächen gestützte Differenzierung von Zirkonen vulkanischen und plutonischen Ursprungs nur regionale Gültigkeit besitzt. Als Grund dafür kann die von PUPIN et al. (1978) für granitische Gesteine beschriebene Abhängigkeit der typologischen Zusammensetzung der Zirkonpopulation vom Wassergehalt der entsprechenden Schmelze angeführt werden.

Für die Zulieferung von Zirkonen in den beckenrandlichen Lagen (Rheinische- und Böhmisches Masse) sind die Zirkonpopulation hinlänglich bekannt (WINTER 1981, ZIMMERLE 1972, KLAUA 1969, HOPPE 1963). So kann für das untersuchte Probenmaterial mit Einschränkungen angenommen werden, daß der plutonische Zirkonanteil in den fluviatilen Schichtgruppen k_{ul} , $k_{ul'}$, km_2 und ko überwiegt.

Eingelagerte blasige Einschlüsse gasförmiger oder flüssiger Stoffe kennzeichnen nach HOPPE (1963), PUPIN (1976) und ZIMMERLE (1979) Zirkone aus Ergußgesteinen. Feste Einschlüsse sind dagegen häufiger in granitischen Zirkonen zu finden. Zirkone mit Wachstumsbehinderungen stammen zumeist aus Quarzporphyren und Rhyolithen (HOPPE 1963, ZIMMERLE 1979). Zonarbau ist bei Zirkonen häufig zu beobachten. Er gilt als Kennzeichen magmatischer Genese (HOPPE 1963, PUPIN 1976, TAUSCHNITZ 1980).

In allen Schichtgruppen des Keupers dominieren Zirkone mit Transportbeanspruchungen. Dieser Anteil innerhalb der Zirkonpopulation beträgt ca. 80%. In den fluviatil geprägten Folgen treten zusätzlich Zirkone mit Anwachsungen und Zirkone ohne Transportnarben auf (max. 15%). Der geringste Anteil wird von idiomorphen Zirkonen gebildet (5-10%). In den feinerkörnigen Sedimenten der fluviatilen Folgen treten vermehrt idiomorphe bis

hypidiomorphe Kristalle auf. In diesen Abschnitten ist die Verbreitung von Zirkonen mit Anwachsungen ebenfalls erhöht (Korngrößeneffekt). Primär gerundete Zirkone, magmatischer oder metamorpher Herkunft (POLDERVAART 1956) waren im bearbeiteten Probenmaterial mit nur wenigen Körnern vertreten.

In den evaporitisch geprägten Folgen erschienen hauptsächlich detritische Zirkone. Gut gerundete Körner herrschten vor. Der Zirkonanteil in diesen Folgen dürfte auf ephemere Zulieferungen zurückzuführen sein.

Bereits v.ENGELHARDT (1942) stellte für Zirkone aus Rhätsandsteinen anhand des Rundungsgrades eine Transportrichtung nach NW im Niedersächsischen Becken fest.

Strat.	Sandstein	Silte/Mergel
ko,o	43%	57%
ko,m	50%	62%
ko,u	44%	68%
km4	0%	66%
km3	0%	49%
km2	38%	57%
km1	0%	52%
ku	27%	47%

Tab.: 8

Zirkonverteilung im Niedersächsischen Keuperbecken, bezogen auf die Stratigraphischen Einheiten. Die Zahlen geben die maximal ermittelten Kornprozent an.

Beckenrandliche Sandsteine zeichnen sich vielfach durch geringe Zirkongehalte aus. Anteile von nur 4-7% treten im ku1' und km2 des Weserberglandes auf. Im nördlichen Harz-Vorland sind es vor allem Sandsteine des km2 und ko,m, die durch geringe Gehalte auffallen.

Durch die Nähe zum Liefergebiet (Böhmische Masse) dominieren gröbere Sedimente. Zirkon mit der Hauptverbreitung in der Fraktion zwischen 0.063-0.09 mm ist darin kaum vertreten. Selbst der Schilfsandstein dessen Hauptzulieferungen aus dem

skandinavischen Raum stammen zeigt im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes nur geringe Zirkongehalte (9%). Dies läßt vermuten, daß zusätzliche (grobe) Schüttungen von der Böhmisches Masse auch während des km2 ins Niedersächsische Becken gelangten. Im Bereich der Beckenbohrungen kehrt sich das Verhältnis in den Sandsteinen zu Gunsten des Zirkons um. Die Gehalte an Zirkon nehmen durch Transport und Verringerung der Transportenergien zu.

6.2.15 Opake Schwerminerale

Hämatit ist die häufigste Erzphase. Sie erscheint in allen Schichtgruppen in Form detritischer und authigen gebildeter Körner. Der diagenetisch gebildete Anteil ist in den fluviatilen Abschnitten erhöht. Speziell im Einflußbereich der Massive von Bramsche und Vlotho tritt Hämatit verstärkt auf.

Pyrit wurde mit erhöhten Gehalten in den beckenrandlichen Sandsteinen des ku, km2 und ko festgestellt. In Mittelrhätsandsteinen ist die Pyritisierung generell höher als in Unterrhät-sandsteinen. Im Bereich der Plutone von Bramsche und Vlotho zeigen sich Pyritimprägationen auch in den evaporitischen Sedimenten. Ihre Kristallgröße nimmt in Richtung auf die Zentren der Plutone zu.

Sphalerit wurde nur im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes im ko,m festgestellt. Er trat mit wenigen Körnern im Probenmaterial auf. Als Liefergebiet kommt die Böhmisches Masse in betracht.

7.3 Schwermineral Paragenesen

Für die Sedimente im Arbeitsgebiet werden nach dem qualitativen und quantitativen Bestand Schwermineralparagenesen aufgestellt. Die Zusammenstellung erfolgt nach den höchsten Anteilen der Schwerminerale in fallender Reihenfolge.

Sie dient lediglich zur kürzeren und verständlicheren Darstellung der Schwermineralassoziationen in ihrer vertikalen und lateralen Verbreitung.

Die Nomenklatur erfolgte nach FUCHTBAUER (1954).

kul

Im Bereich des Osnabrücker Berglandes, dem Weserbergland und der östlichen Hunte Schwelle herrscht die Zirkon-Apatit (ZA) Paragenese vor. Im Weserbergland dominiert Apatit sogar vor Zirkon. Zusätzlich ist hier Turmalin mit hohen Gehalten vertreten (AZT). Da Turmaline bevorzugt in den gröberen Kornfraktionen auftreten, dürfte das gehäufte Auftreten dieses Minerals in sonst feinkörnigen Sedimenten die Nähe zum Liefergebiet andeuten. Ebenso weist das dominieren des Apatits in der Rangfolge der Schwerminerale darauf hin.

Abseits dieses Raumes nehmen die Apatit und Turmalingehalte schnell ab.

Am östlichen Beckenrand herrscht die Epidot-Zirkon-Granat (EZG) Paragenese vor. Sie erscheint in dieser Zusammensetzung nur in diesem Raum und dürfte korngrößenbedingt sein. Als Liefergebiet kommt hierfür nur die Böhmisches Masse in betracht.

Beide Paragenesen sowohl die Apatit betonte (AZT) als auch die Epidot reiche (EZG) scheinen sich im Bereich der östlichen Hunte Schwelle (Bohrung K) zu überlagern. Hier herrscht die Zirkon-Apatit-Epidot (ZAE) Paragenese vor. Die Veränderungen der Wichtungen in der Reihenfolge ist durch die längeren Transportwege und Korngrößenauslese zu erklären.

Im übrigen Becken herrscht die stabile Zirkon-Epidot (ZE) Paragenese vor (Abb.:42).



ku1'

Die durch den ku1 vorgegebenen Schüttungsschemata werden während des ku1' beibehalten. Daneben erscheint nun im Bereich von Schleswig-Holstein eine Apatit-Zirkon-Epidot (AZE) Paragenese.

Zieht man die geringere Transportresistenz und die erhöhten Gehalte des Apatits in Erwägung, so dürfte diese Paragenese durch Schüttungen aus dem skandinavischen Raum abzuleiten sein.

Überlagerungserscheinungen von beiden Schüttungen zeigen sich möglicherweise im Bereich der Hunte Schwelle bis in den Raum nördlich von Bremen (Bohrung J). Die vom südlichen Beckenrand ankommenden Schüttungen zeigen im Bereich der Hunte Schwelle gegenüber dem Weserbergland bereits eine Wichtungsveränderung des Apatits. Im Weserbergland liegt Apatit vor Zirkon (AZT Paragenese). Durch Überlagerung mit Schüttungen von der Böhmisches Masse (Epidotführung) zeigt sich im Raum der östlichen Hunte Schwelle die ZAE Paragenese.

Im Bereich nördlich Bremen herrscht demgegenüber erneut Apatit vor (AZE Paragenese). Sie ist auch durch die Nebenbestandteile und Akzessorien mit der Schleswig-Holsteinischen Paragenese vergleichbar (Abb.: 50). Man darf annehmen, daß die nordischen Schüttungen in diesem Raum noch überwogen (Abb.: 43).

Westlich der Hunte Schwelle herrscht die Zirkon-Epidot (ZE) Paragenese vor. Allgemein kennzeichnet diese Assoziation ruhigere Sedimentation, da nur Stabilkomponenten vorherrschen.

ku2

Die Zeit des ku2 ist bereits weitgehend gekennzeichnet durch evaporitische Sedimentation. Die im Becken verbreiteten Schwermineralparagenesen setzten sich aus den vorgegebenen Komponenten (s.o.) zusammen. Generell ist eine Wichtungs Veränderung zugunsten von Zirkon festzustellen. Sie ist möglicherweise Korngrößen bedingt.

Im Bereich Schleswig-Holsteins wird zu diesem Zeitpunkt die vorherrschende AZE Paragenese beendet. Sie wird durch die Stabilparagenese Zirkon-Epidot vertreten. Man darf daher annehmen, daß Schüttungen aus dem nördlichen Liefergebiet zu dieser Zeit nachließen bzw. ausblieben.

Der im Bereich Bremen und östlich der Hunte Schwelle vorhandene

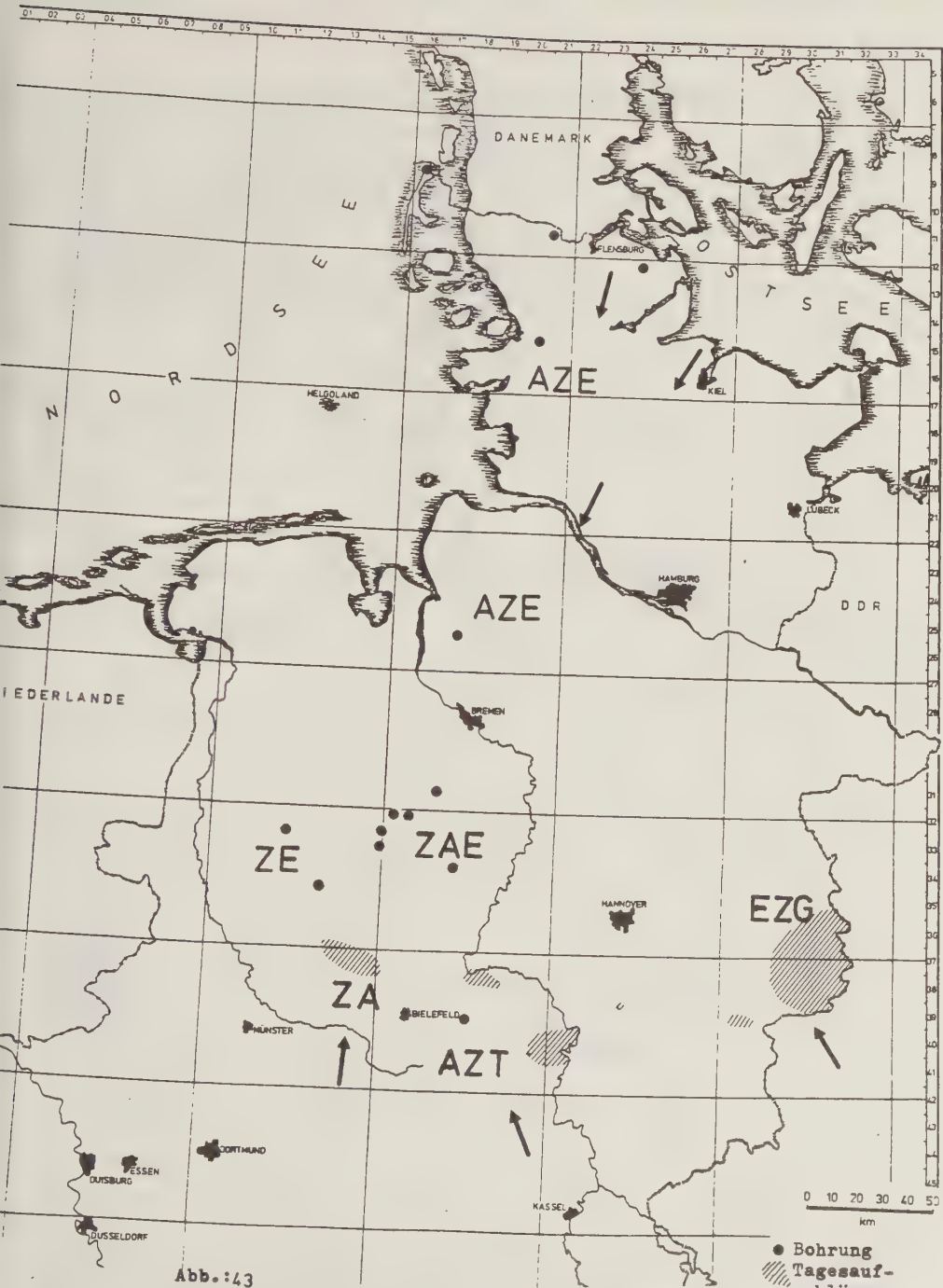


Abb.:43
Schwermineralparagenese im ku1'. Die Anfangsbuchstaben bezeichnen die Schwerminerale, geordnet in fallender Folge.

● Bohrung
 Tagesaufschlüsse
 ← Schüttungen



Abb.:44
Schwermineralparagenese in ku2. Die Anfangsbuchstaben bezeichnen die Schwerminerale, geordnet in fallender Folge.

Mischbereich von Schüttungen aus südlichen und nördlichen Richtungen (AZE und ZAE Paragenesen) zeigt eine Veränderung zur Zirkon-Epidot-Apatit (ZEA) Paragenese. Da im Weserbereich zu diesem Zeitpunkt noch die Apatit-Turmalin (AT) Vergesellschaftung vorherrscht und der Raum des nördlichen Harz-Vorlandes eine Zirkon-Epidot-Granat (ZEG) Paragenese aufweist, darf man annehmen, daß die ZEA Paragenese im Bereich der Hunte Schwelle sich durch Überlagerung beider Komponenten zusammensetzt. Dies bedeutet aber, daß noch weiterhin Schüttungen aus südlichen Bereichen in den Raum der Hunte Schwelle gelangten. Hinweise dafür geben dünne, sandige Horizonte in der sonst dolomitisch geprägten Sedimentfolge im Bereich der Tagesaufschlüsse (Tab.: 1, Aufschluß K).

Durch die Länge des Transportweges verändern sich die Wichtungen der Schwerminerale. Die Apatitgehalte reduzieren sich mit der Entfernung vom Beckenrand und die Stabilanteile Zirkon und Epidot nehmen zu (Abb.: 44).

kml

Der evaporitisch geprägte kml weist im Bereich der Hessischen Senke eine Apatit-Zirkon (AZ) Paragenese auf. Diese Mineralvergesellschaftung ist für diesen Bereich typisch und war bereits durch die Unterkeupersedimentation vorgegeben. Mögliche Schüttungseinflüsse von der Rheinischen- und Böhmisches Masse dürften während dieser Phase nur noch verhalten gewesen sein. Dünne Sandlagen in den Tagesaufschlüssen am Beckenrand wurden nicht mehr beobachtet.

Gegenüber den älteren Schwermineralassoziationen fehlt im Spektrum der Turmalin. Dies dürfte durch den Korngrößenwechsel, durch die Verminderung der Transportenergien bzw. Ausbleiben der Grobschüttungen zu erklären sein.

Im Osnabrücker Bergland und im Bereich der westlichen Hunte Schwelle ist die Zirkon-Epidot-Turmalin (ZET) Paragenese vorzufinden. Turmalin ist nur in diesem Bereich mit erhöhten Gehalten vertreten. Dieser Umstand läßt vermuten, daß eventuell Schüttungen von der westlichen Rheinischen Masse diesen Raum erreichten. Zulieferungen von der Holländischen Triasplattform sind zu diesem Zeitpunkt auszuschließen, da im Bereich zwischen

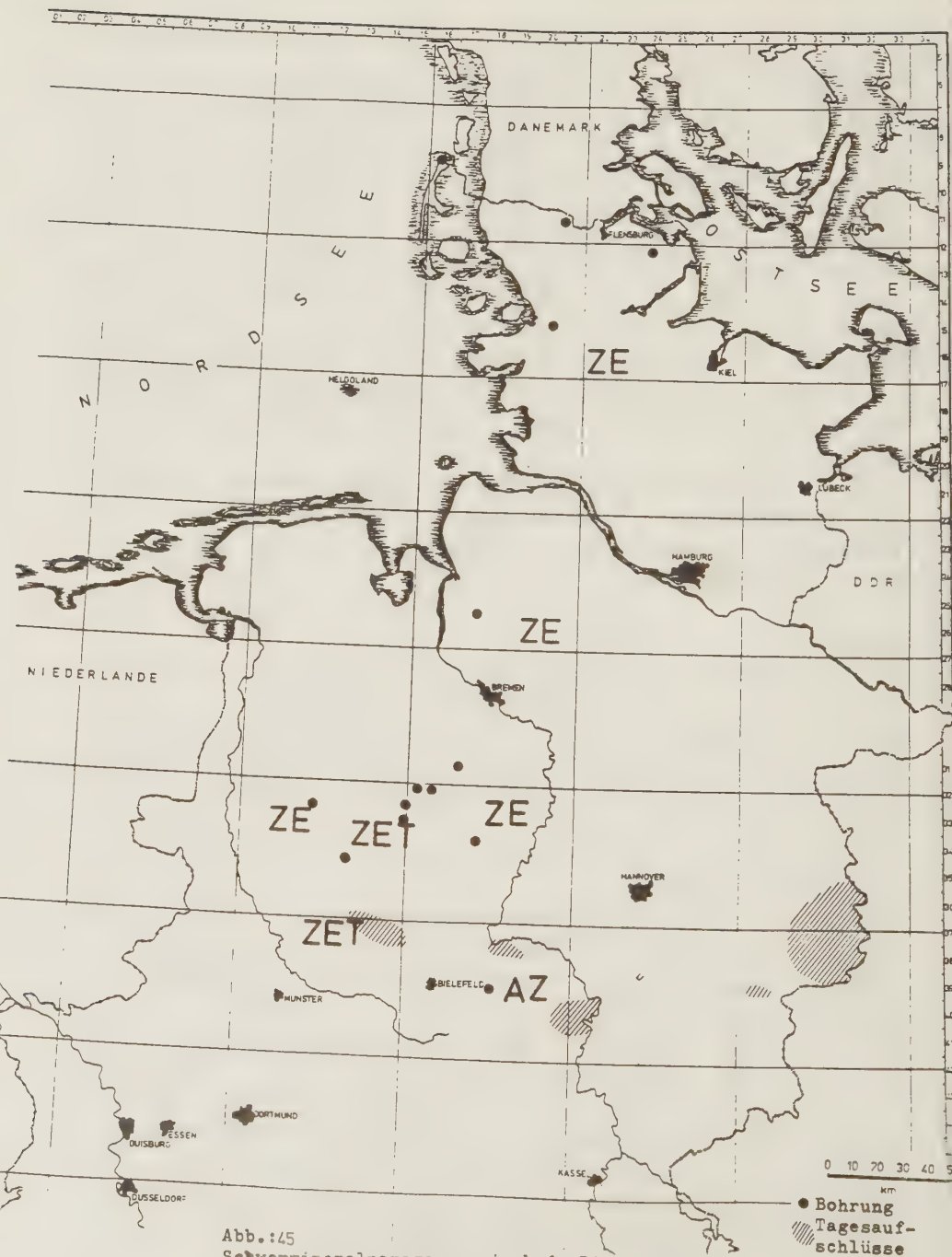


Abb.:45
Schwermineralparagenese im km¹. Die Anfangsbuchstaben bezeichnen die Schwerminerale, geordnet in fallender Folge.

Ems und Hunte Schwelle nur die vereinfachte Stabilparagenese Zirkon-Epidot vorherrscht. Diese Assoziation ist für den weiteren Beckenbereich sowie für den Anstieg zum Fünen Hoch typisch. Schüttungen vom skandinavischen Festland ins Becken können damit weitgehend ausgeschlossen werden (Abb.: 45).

km2

Die Schwermineralassoziationen im km2 scheinen im Becken dreigeteilt zu sein. Im Westen ist vermutlich infolge verringerten Sedimentanfalls die Stabilparagenese Zirkon-Epidot (ZE) verbreitet.

Im mittleren Beckenbereich (Bremen und östliche Hunte Schwelle) ist die Schwermineralparagenese Apatit-Zirkon-Epidot dominierend. Dies ist auf die Verbreitung der Hauptströmungsrinnen zurückzuführen, deren Verläufe überwiegend in Richtung Hessische Senke weisen (vgl. Kap. 2.2.6; 2.3.3).

Im Bereich von Schleswig-Holstein und im nördlichen Harz-Vorland ist in den vorgelagerten Beckenabschnitten der ehemaligen Hochgebiete (Fünen Hoch, Böhmisches Masse) die Zirkon-Epidot-Granat Paragenese vorzufinden. Granat kann durch die farbliche Unterscheidung (Kap. 6.2.8) den jeweiligen Liefergebieten zugeordnet werden. Die begrenzte Verbreitung an den Beckenrändern, nahe den Liefergebieten, dürfte auf die Transportempfindlichkeit sowie auf Korngrößeneffekte zurückzuführen sein.

Dies bedeutet für den Raum des nördlichen Harz-Vorlandes, daß zusätzliche Schüttungen von der Böhmisches Masse während des km2 ins Becken geliefert wurden (Abb.: 46).

km3

Mit dem Wechsel zum evaporitischen km3 wird die Schwermineralparagenese im gesamten Beckenbereich auf die Stabilkomponenten Zirkon (Z) und Zirkon-Epidot (ZE) reduziert. Vereinzelt Auftreten von Apatit am südlichen Beckenrand und im Bereich der westlichen Hunte Schwelle dürften durch verhaltene Schüttungen aus dem Bereich der Rheinischen Masse zu erklären sein (Abb.: 47).





Abb.:47
Schwermineralparagenesen im km³. Die Anfangsbuchstaben bezeichnen die Schwerminerale, geordnet in fallender Folge.

km4

Während des Steinmergelkeupers kann das Becken durch die Schwermineralparagenesen zweigeteilt werden. Der Bereich der Hessischen Senke und des nördlichen Harz-Vorlandes, bis ins Gebiet nördlich von Bremen wird durch die Zirkon-Turmalin-Epidot (ZTE) Paragenese gekennzeichnet.

Der übrige Beckenbereich wird durch die Zirkon-Epidot (ZE) Paragenese charakterisiert.

Das zusätzliche bzw. erneute Auftreten von Turmalin in begrenzter Verbreitung läßt vermuten, daß nunmehr Zulieferungen von der Böhmisches Masse in nordwestlicher Richtung erfolgen (Abb.: 48).

ko

Mit dem Wechsel zum ko bleibt die Zirkon-Epidot (ZE) Paragenese im überwiegend marin geprägten Becken weitgehend erhalten. Zusätzliche Hauptkomponenten wie Granat, Apatit und Turmalin erscheinen lediglich am Südrand des Beckens in Folge der sich ausbreitenden Deltaschüttungen. Als Liefergebiete kommen wiederum die Böhmisches und Rheinische Masse in betracht.

Es zeigen sich im Bereich der Hunte Schwelle Überlagerungen von zwei möglichen Schüttungen. Überwiegt im nördlichen Harz-Vorland die Zirkon-Epidot-Granat (ZEG) Paragenese so zeigt sich im Osnabrücker Bergland eine Zirkon-Apatit-Epidot-Granat bestimmte Assoziation. Im Bereich der Hessischen Senke wird die (ZEG) Paragenese durch hier verbreiteten Turmalin bereichert. Die Turmalin Paragenese ist durch den Korngrößeneffekt auf diesen Raum beschränkt (Abb.: 49).

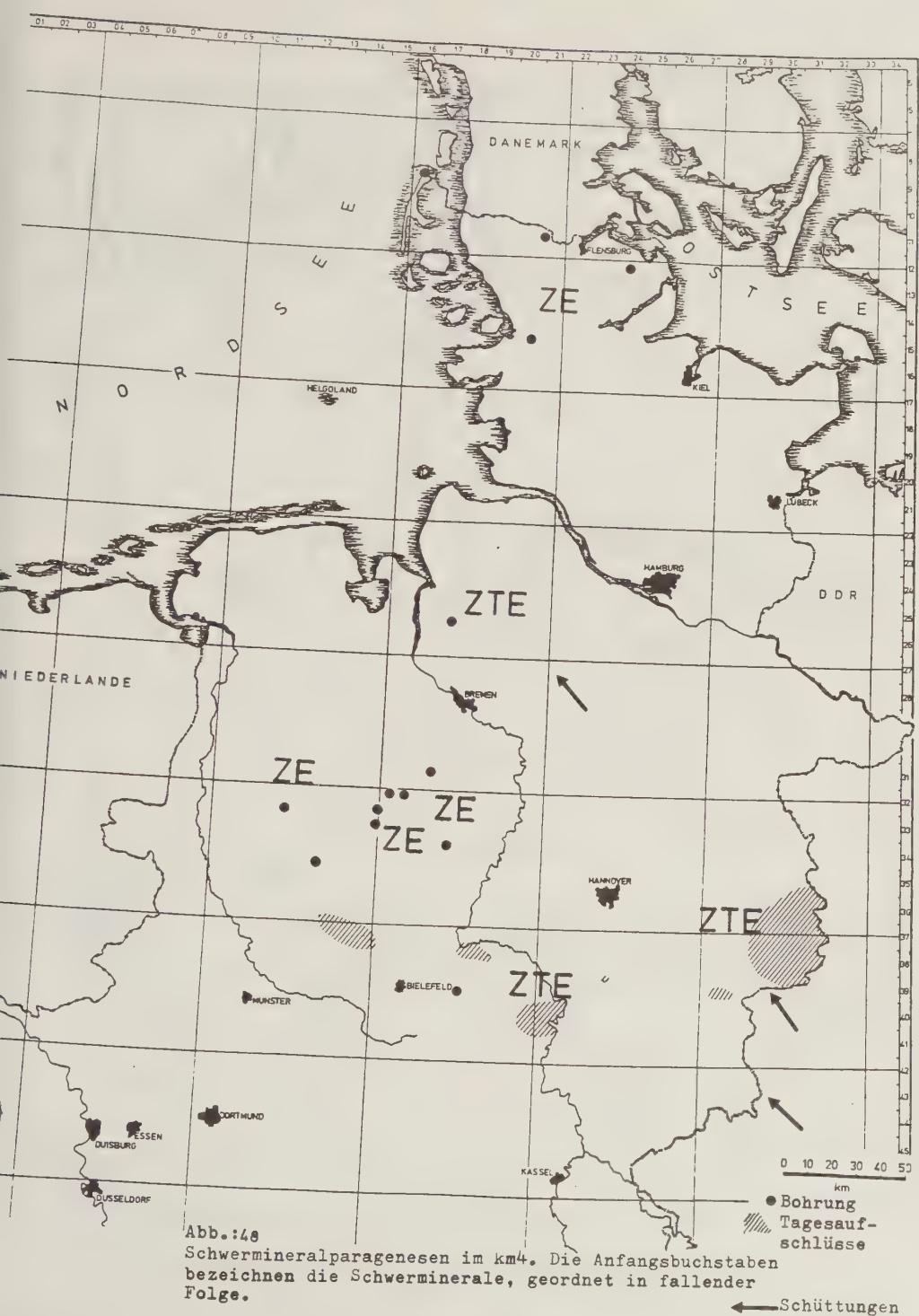


Abb.:48
Schwermineralparagenesen im km4. Die Anfangsbuchstaben bezeichnen die Schwerminerale, geordnet in fallender Folge.



Abb.:49
Schwermineralparagenesen im ko. Die Anfangsbuchstaben
bezeichnen die Schwerminerale, geordnet in fallender
Folge.

6.4 Schwerminerale zur Kennung von Schichtgruppen

Fluviatile Schichtgruppen

Die Schwermineralvielfalt ist in den grobkörnigeren, fluviatilen Sedimenten deutlich höher als in den feinkörnigeren, evaporitischen Folgen. Neben Zirkon und Epidot, die in allen Schichtgruppen mit unterschiedlichen Gehalten vertreten sind, werden die ersteren Abschnitte besonders durch das Auftreten von Apatit, Granat und Turmalin bei den Hauptkomponenten gekennzeichnet. Amphibole treten als Nebenbestandteile vermehrt auf.

Deutliche Unterschiede innerhalb der fluviatilen Sedimente werden durch die akzessorisch auftretenden Schwerminerale bewirkt.

Die Unterkeupersandsteine speziell des Weserberglandes werden durch Spinell- (Picotit) und Pyroxenführung gekennzeichnet. Schüttungen von der Böhmisches Masse mit vorherrschender NW-Transportrichtung sind vorwiegend beckenrandlich verbreitet. Im höheren ku treten zusätzliche Schüttungen vom skandinavischen Festland im Bereich des Fünen Hochs in Richtung S-SW auf. Diese Schüttungen erreichen auch das Gebiet der Hunte Schwelle.

Die eingeschränkte Verbreitung von Pyroxenen am südöstlichen Beckenrand ist auf Korngrößeneffekte und Transportinstabilität zurückzuführen.

Demgegenüber zeigt sich im Becken Staurolith. Seine Verbreitung dürfte auf Zulieferungen von Skandinavien zurückzuführen sein (Bohrung J,K,L,M,N,O).

Im km² hingegen wechselt die akzessorische Zusammensetzung zu Staurolith, Spinell (Picotit) und Disthen. Schüttungen von der Böhmisches Masse ins nördlichere Becken treten zusätzlich auf.

In den Rhätsandsteinen des nördlichen Harz-Vorlandes ist Spinell (Picotit), Pyroxen, Disthen und Staurolith akzessorisch vertreten (Abb.: 50). Ihr Anteil schwindet mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet (Korngrößeneffekt, Transportresistenz). In westlicheren Beckenteilen ist infolge dessen nur noch Staurolith festgestellt worden (Bohrung B,C). Die westliche Verbreitung der Spinelle endet etwa im Bereich der Hunte Schwelle. Die Schüttungen erfolgten von der Böhmisches Masse (Kap. 2.3.5).

Evaporitische Schichtgruppen

Die Schwermineralgemeinschaften vereinfachen sich durch die geringe Korngröße.

Reine Zirkon oder Zirkon-Epidot Assoziationen herrschen vor. Als Nebenbestandteile erscheinen beckenrandlich (da grobkörniger) Apatit, Granat, Turmalin und Amphibol.

Die oben erwähnten Akzessorien wurden in diesen Schichtgruppen nicht mehr festgestellt (Abb.: 50).

Als authigene Neubildung ist Baryt in den dolomitischen Mergeln des Beckenrandes vertreten.

	Osnabrücker Bergland	Weserbergland	nördliches Harz-Vorland	Becken				
				West	Hunte- Schwelle	Bereich Bhrg. K	Bereich Bhrg. J	Schles- wig- Holst.
ko ₀			⁷ ZE htrg Staurolith Spinell Pyroxen	⁴ ZE htrg Staurolith	³ Nord ZE hg ³ Süd ZE h	³ ZE hg		
ko _m			⁴¹ ZE htr Staurolith Disthen Pyroxen	³ ZE hr Staurolith	³ Nord ZE hagr ³ Süd ZE hgr	³ ZE h Staurolith	³ ZE h	
ko _u	³ ZAerthg Staurolith	²¹ ZTErg ³ Süd ZE tr Stau. Spinell	¹⁶ ZE htr Staurolith Spinell Disten, Px	³ ZE hr Staurolith	³ Nord AZE gh ³ Süd ZAGE h Spinell	³ ZE h	³ ZE h	³ ZE ah
km ₄		⁶ ZTE hra	⁹ ZTE h	³ ZE gr	⁶ ZE h	³ ZE	³ ZTE h	¹⁰ ZE agr
km ₃	³ Z tra	⁴ ZEA t	⁶ ZE	³ ZE rg Baryt	⁴ ZEA th	³ ZE	³ Z t	⁵ ZE agh
km ₂	³⁵ AZE tr Staurolith Spinell	²⁴ AZE trh Staurolith Disthen	²⁰ ZEGahr Staurolith Spinell Disthen	³ ZE r Disthen	⁴ ZE ght	³ AZE ht Staurolith	³ AZE h	⁷ ZEGahr Staurolith Spinell
km ₁	³ ZETagr	³ AZ eh		⁴ ZE r Baryt	⁴ ZET a	³ ZE ha	³ ZEA h	⁵ ZE ght
ku ₂	³ ZA treg	⁷ AT zerh	⁴ ZEG h	⁴ ZE	⁴ ZE a	³ ZE	³ ZEA hg	⁴ ZE g
ku _{1'}	⁵ ZA treg	¹⁴ AZTEhrg Spinell Pyroxen		⁵ ZE hrt	⁵ ZE gt	³ ZAE ht Staurolith Spinell	³ AZEhgt Staurolith	⁶ AZEhgt Staurolith
ku ₁	⁵ ZA treg	⁷ AZT rh Baryt	³ EZG hr	³ ZE h	³ ZEG ha	³ ZAEhtr Staurolith	³ ZE h Staurolith	⁴ ZE hg

Abb.: 50

Vertikale Schwermineralverteilung im Niedersächsischen Keuperbecken (ohne Anatas und Brookit). Durch die Reihung der Anfangsbuchstaben von Schwermineralien erfolgt eine Wichtung mit fallenden Prozentgehalten. 2%-10% Kleinbuchstaben
10%-25% Großbuchstaben
> 25% Großbuchstaben unterstrichen
Akzessorien sind ausgeschrieben

7 Probenzahl

7. Karbonate

7.1 Quantitative Karbonatbestimmung

Alle Proben wurden mit Hilfe röntgenographischer Übersichtsaufnahmen auf Karbonatkomponenten untersucht. Solche Proben die Kalzit, Dolomit oder beide Komponenten aufwiesen wurden quantitativ analysiert. Die Bestimmung erfolgte seriell, gasometrisch nach dem Verfahren von SCHEIBLER (vgl. MÜLLER 1967). Durch zusätzliche coulometrische Messungen (HERRMANN & KNAKE 1973) sowie röntgenographisch ermittelte Gehalte an Vergleichsproben, konnten die ermittelten gasometrischen Werte bestätigt werden.

Zur besseren stratigraphischen Identifikation und Kennung von Schichtgliedern wurden bevorzugt zusammenhängende Bohrprofile bearbeitet. Proben des Beckenrandbereichs wurden vernachlässigt. Sie erschienen ungeeignet, da sie durch Verwitterungseinflüsse erhebliche Dedolomitisierungen aufwiesen.

Zur quantitativen Erfassung von vereinzelt auftretendem Siderit wurden speziell Röntgen-Eichkurven erstellt.

7.2 Befunde der quantitativen Dolomitanalyse

Dolomit ist im Probenmaterial in allen Schichtgruppen mit unterschiedlichen Gehalten vertreten. In den evaporitischen Sedimenten des ku2, km1, km3 und km4 herrschen dolomitische Mergel und lutitische, frühdiagenetisch gebildete Dolomitsteinbänke vor. Erhöhte Gehalte bis 90 Gew.% Dolomit (Lehrberg Bank, km3, Bohrung N) wurden in diesen Banklagen nachgewiesen. Der durchschnittliche Dolomitanteil in den Mergelfolgen liegt zwischen 20-40 Gew.% (Abb.: 51-58). Bei diesen dolomitischen Sedimenten handelt es sich um evaporitische Bildungen des lakustrinen bis Playa-, und des Dolcrete-Playa Milieus (RICHTER 1985, RICHTER et al. 1980).

In den fluviatil geprägten Schichtfolgen des ku1, ku1', km2 und im ko tritt Dolomit sowohl als spätdiagenetische Zementkomponente, in Folge migrierender Porenlösungen in den Feinsandsteinen, als auch in eingeschalteten Mergel- und Dolomitsteinbänken als frühdiagenetische Bildung auf. Dies konnte durch Dünnschliffuntersuchungen nachgewiesen werden.

Der dolomitische Anteil in den Feinsandsteinen liegt mit 0-10 Gew% deutlich niedriger als in den Mergelstein- bzw. Dolomitsteinlagen (20-60 Gew.%). Letztere sind als Playa- bzw. lacustrische Bildungen anzusehen (RICHTER 1985), (vgl. Kap. 2.2.1 bis 2.2.9, 2.4).

Die quantitative Dolomitverteilung in den bearbeiteten Bohrprofilen spiegelt die von DUCHROW (1984) postulierten Formations- bzw. Schichtgliedgrenzen wieder. Dieses Verfahren ist daher zur Kennung stratigraphischer Einheiten geeignet. Sie kann aber nur im Zusammenhang mit den lithologischen Befunden zusammenhängender Profilstrecken zur Anwendung kommen und als zusätzliches Identifizierungskriterium Verwendung finden (Abb.: 51-58).

A) Evaporitische Schichtgruppen

Die quantitative Dolomitverteilung zeigt in den evaporitisch geprägten Schichtgruppen ein wiederkehrendes Kurvenmuster (Abb.: 51-58). Beginnend mit Sedimenten ohne, oder mit geringen Dolomitgehalten steigen die Gehalte in auflagernden Probenniveaus zu einem Maximum an, nachfolgend verringern sich die Gehalte drastisch, um erneut zu einem Maximum anzusteigen (asymmetrische Zunahme der Dolomitgehalte im Verlauf eines Schichtgliedes oder einer Formation). Dies läßt vermuten, daß im Verlauf von sedimentologischen Einheiten die Evaporation zunahm. Der abrupte Wechsel am Top einer Einheit äußert sich vielfach durch eine lithologische Veränderung (Abb.: 51-58). Sie dokumentiert Salinitätsunterschiede.

Vergleicht man diese Rhythmizität mit den ermittelten Formations- bzw. Schichtgliedgrenzen (vgl. Kap. 2.2.1-2.2.9; Abb.: 7-20), so zeigen sich deutliche Übereinstimmungen mit den Kurvenverläufen der ermittelten Dolomitgehalte in den Bohrprofilen (Abb.: 51-58). Formationen und Schichtglieder beginnen vielfach mit Dolomitgehaltsminima und schließen mit erhöhten Gehalten ab. Letztere werden vielfach durch Dolomithorizonte (Kalzithorizonte, Bohrung O, km4) gekennzeichnet. Bei weiterer Evaporation folgen vielfach Anhydrit- und Haliteinschaltungen (Abb.: 52-58; Bohrung C, km4; G, km1; J, km1; K, km4; L, km1; N, km4; O, km1, km4).

Nach erhöhten Dolomitgehalten in Mergeln des ku2 zeigt sich in

den Bohrungen ab der Löwendorf Formation (km1L) bis zur Elbrinxen Formation (km1E) ein deutlicher Anstieg der Gehalte. Im Niveau der Vörden Formation (km1V) wird ein erstes Evaporationsmaximum erreicht, daß sich vielfach bis in die Hahnenklau Formation (km1H) fortsetzt. Es wird durch Anhydrit- und Haliteinlagerungen dokumentiert (vgl. Abb.: 11, 12, 53, 54; Kap. 2.2.5). In Bereichen ohne Anhydrit- bzw. Halitausscheidungen zeigen Mergelproben deutlich erhöhte Werte.

Im Verlauf der Oldenburg Formation (km1O) nehmen die Dolomitgehalte zum Hangenden ab. Durch die km2-Erosion wurde die Bredenborn Formation (km1B) vielerorts abgetragen. Dort wo sie erschlossen ist, weisen Mergelproben geringe Dolomitgehalte auf. Diese Tendenz signalisiert möglicherweise eine klimatische Veränderung, die in der Ausbreitung des fluviatilen km2 gipfelt. Ebenso kann die Abnahme des Dolomitgehaltes durch die erhöhte Zufuhr von Süßwasser (mit Einsetzen des km2) bei gleichen klimatischen Bedingungen, durch Salinitätsverminderung, erklärt werden.

Im km3 zeigt sich eine Zunahme der Dolomitgehalte in den Mergeln ab dem Eckberg-Glied (km3E). Erste Dolomithorizonte schalten sich vielfach bereits im Lehrberg-Glied (km3L; Isenberg-Horizont; vgl. Kap. 2.2.7; Abb.: 15,16) ein. Die Zunahme der Evaporation wird ab dem Köllergrund-Glied (km3K) durch Anhydrit- und Haliteinschaltungen belegt (Bohrung N, O).

Der Wechsel zum km4u (Biesterfeld-Glied, km4B) macht sich in den Bohrungen (G, J, L, N, O) durch einen Rückgang der Dolomitgehalte bemerkbar. Jedoch werden statt dessen bei gleichen klimatischen Bedingungen lokal vermehrt Kalzit bzw. Anhydrit ausgeschieden. Im Bereich der Hunte Schwelle treten in diesem Niveau Anhydritlagen auf, während im distaleren Becken Kalziteinschaltungen dominieren. Ursächlich hierfür dürften die höheren Ionenkonzentrationen in Beckenrandlagen sein.

Gehaltsunterschiede zwischen km4u (Evaporit-Playa Sequenz) und km4o (Dolcrete-Playa Sequenz) sind nicht deutlich ausgeprägt.

Diese Entwicklung im Verlauf von stratigraphischen Einheiten deutet wiederum auf rhythmische Evaporation (vgl. Kap. 2.4, HAUSCHKE 1985), deren Ursache durch klimatische Schwankungen verursacht sein dürfte.

B) Fluviatile Schichtgruppen

In den fluviatil geprägten Schichtgruppen ku_1 , ku_1' , km_2 und partiell im ko weisen die Feinsandsteinlagen keinen oder nur geringe Dolomitgehalte (bis max 25 Gew%) auf. Ihnen folgen auflagernd zumeist Mergel- oder Dolomitsteinhorizonte mit erhöhten Gehalten (vgl. Kap. 2.2.2, 2.2.3, 2.2.6, 2.2.9, 2.4; Abb.: 9, 10, 13, 14, 19, 20). Sie deuten jeweils das Ende eines Rhythmits an. Durch diese Dolomitgehaltsverteilung läßt sich vielfach die Schichtgliedfolge anhand des Kurvenverlaufs nachvollziehen (Abb.: 51-58). Im ku zeigen sich diese deutlichen Wechsel besonders in den Bohrungen K, L und N. Sie sind jeweils noch im Einflußbereich des Beckenrandes gelegen, so daß die Bohrungen die hier eingeschalteten Sandsteinschüttungen erfaßten. Eine Gliederung in Sandsteinhorizonten, wie sie DUCHROW (1968) vorschlug läßt sich anhand der Kurvenverläufe nachvollziehen. In den anderen Bohrungen ist der ku z.T. nicht vollständig ausgebildet, oder die Bohrungen liegen in distaleren Bereichen und zeigen daher nicht die typischen Kurvenverläufe.

Im km_2 zeigen sich erhöhte Dolomitgehalte bevorzugt in der Osnabrück Formation. Sie sind an die Mergel- oder Dolomitsteinlagen von Stillwasserbereichen geknüpft (Kap. 2.2.6, 2.3.3, 2.4.1).

Im Bereich des fluviatil geprägten Unterrhäs wurden Dolomitgehalte im Herford- und im Börgerhof-Glied nachgewiesen. Sie sind an Mergellagen und eingeschalteten, dünnen Dolomitbänken geknüpft, die in diesen Schichtgruppen noch vertreten sind (DUCHROW 1984).

Der ko,m erwies sich in den untersuchten Bohrungen als weitgehend dolomitfrei. Lediglich im Holtrup-Glied der Bohrungen C und J zeigten sich in Mergeln geringe Dolomitgehalte (Abb.: 52, 54).

Mit dem Wechsel zum ko,o (Ottenstein-Glied) nimmt der Anteil an dolomitischen Mergeln zu. Dies steht vermutlich im Zusammenhang mit den sich ausbreitenden Deltaschüttungen. Ein erneutes Maximum der lacustrin gebildeten Dolomite wird im Meiborssen-Glied erreicht. In dieser Sedimentfolge sind wiederum dünne Dolomitbänke eingelagert.

D = Dolomit
M = Mergel
S = Silt
Sd = Sand
T = Ton
A = Anhydrit
H = Halit

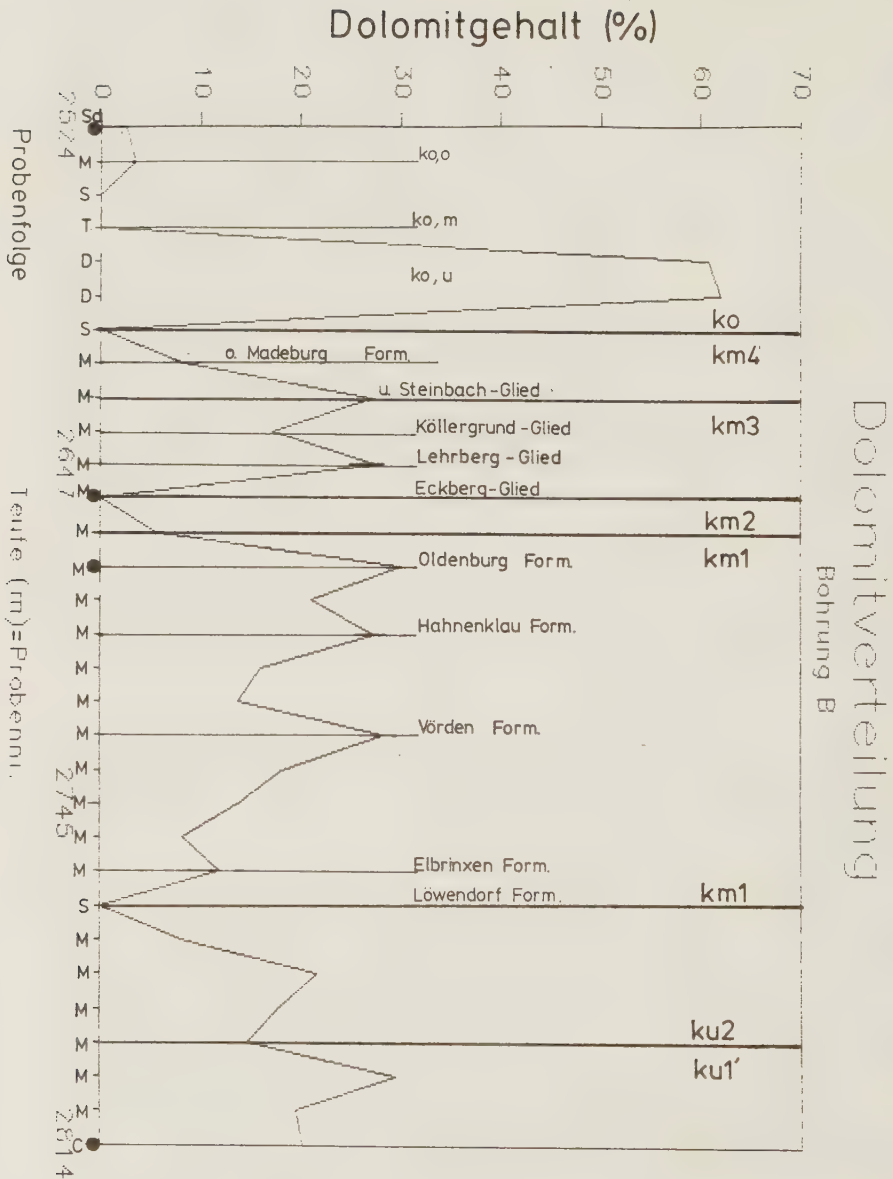


Abb.: 51
Dolomitverteilung im Bohrprofil B.
Korrelation der Dolomitgehalte mit der Bohrungsprobenfolge.
● bezeichnet Proben mit Calcitgehalten > 10%

Dolomitverteilung

Bohrung C

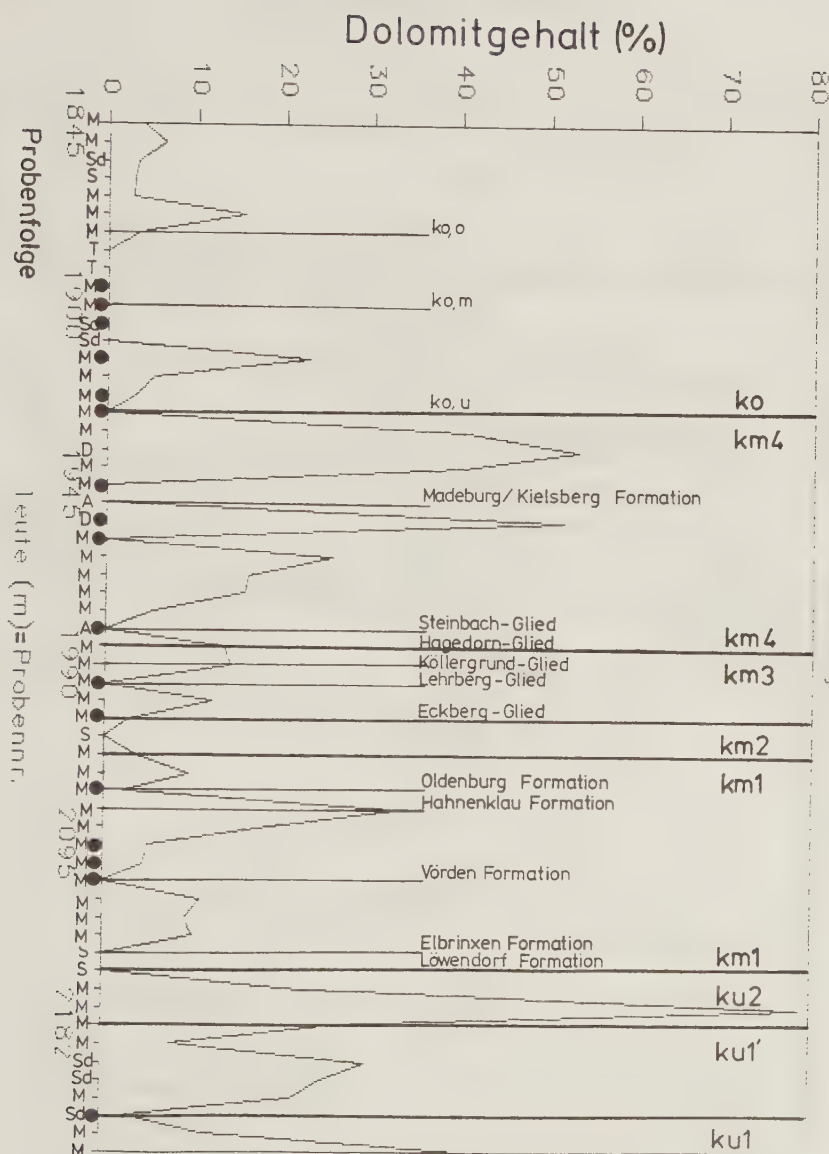


Abb.:52

Dolomitverteilung im Bohrprofil C.

Korrelation der Dolomitgehalte mit der Bohrungsprobenfolge.

● bezeichnet Proben mit Calcitgehalten > 10%.

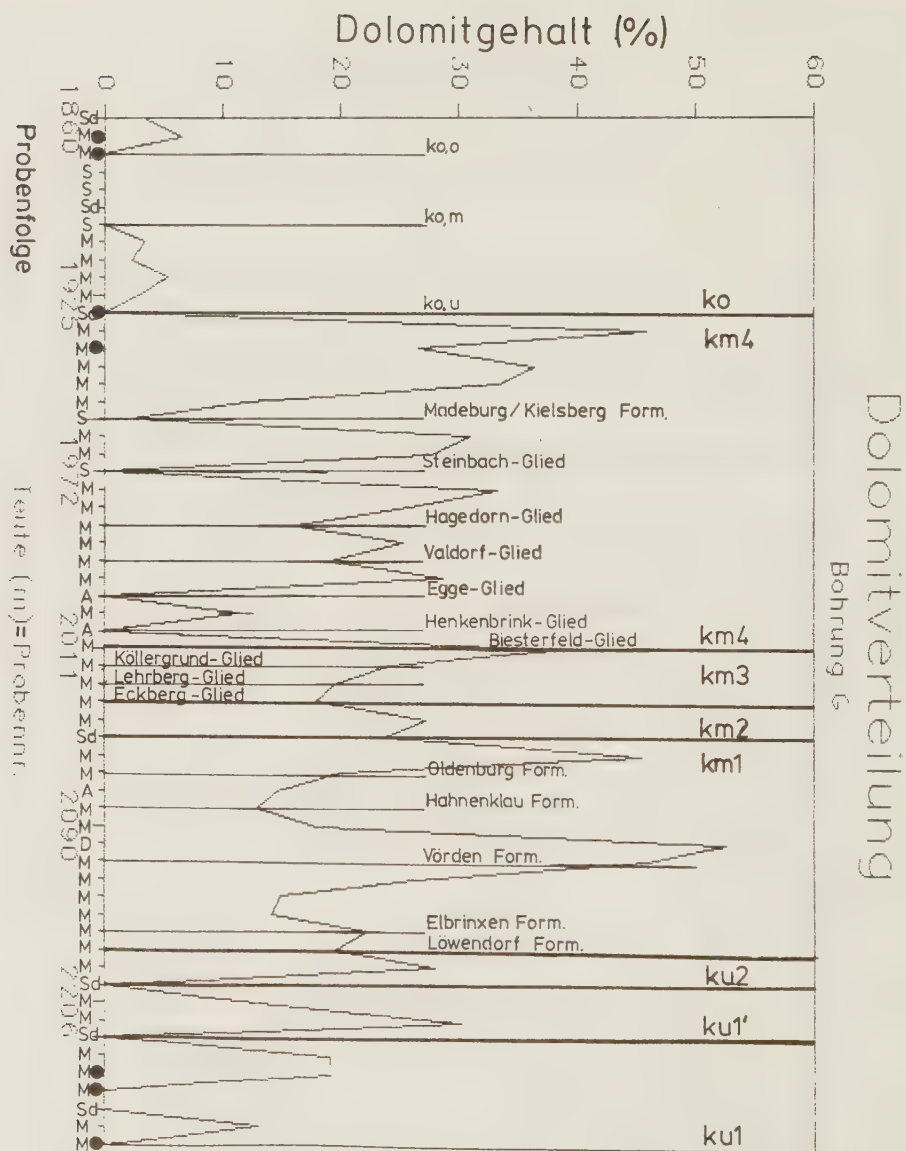


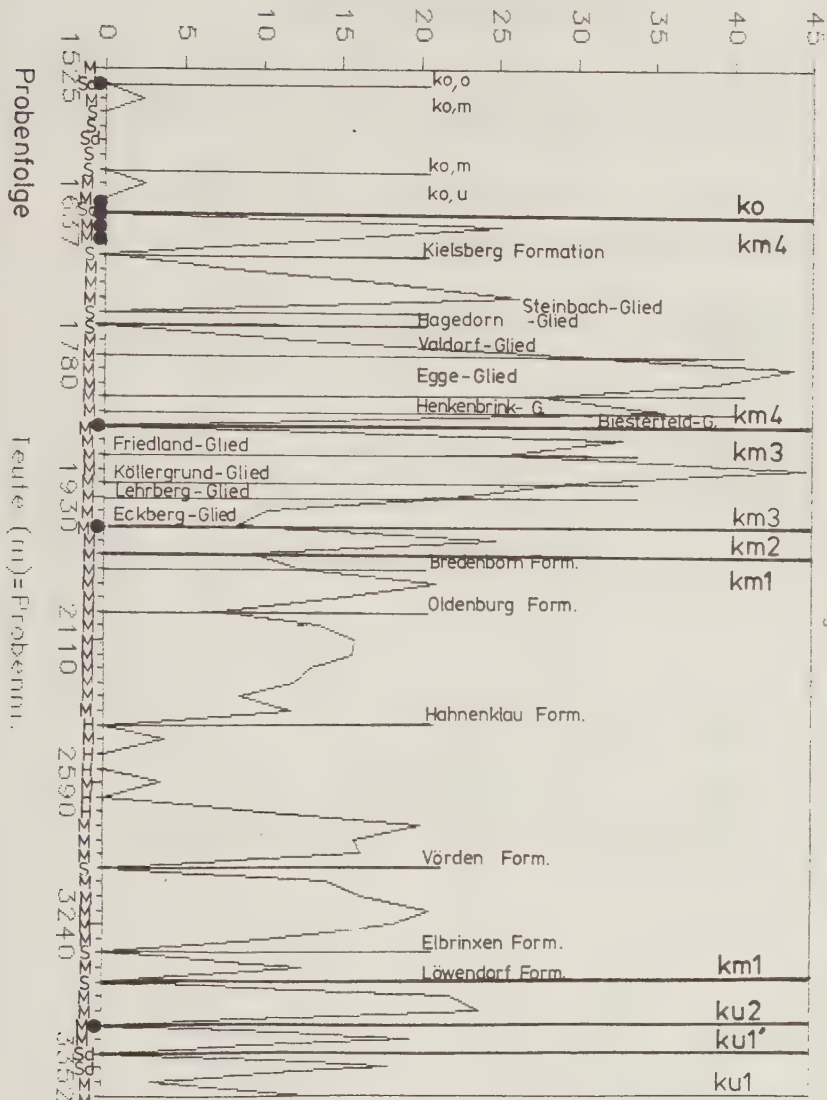
Abb.:53

Dolomitverteilung im Bohrprofil G.

Korrelation der Dolomitgehalte mit der Bohrungsprobenfolge.

● bezeichnet Proben mit Calcitgehalten > 10%.

Dolomitgehalt (%)



Dolomitverteilung

Bohrung J

Abb.:54

Dolomitverteilung im Bohrprofil J.

Korrelation der Dolomitgehalte mit der Bohrungsprobenfolge.

● bezeichnet Proben mit Calcitgehalten >10%.

Dolomitgehalt (%)

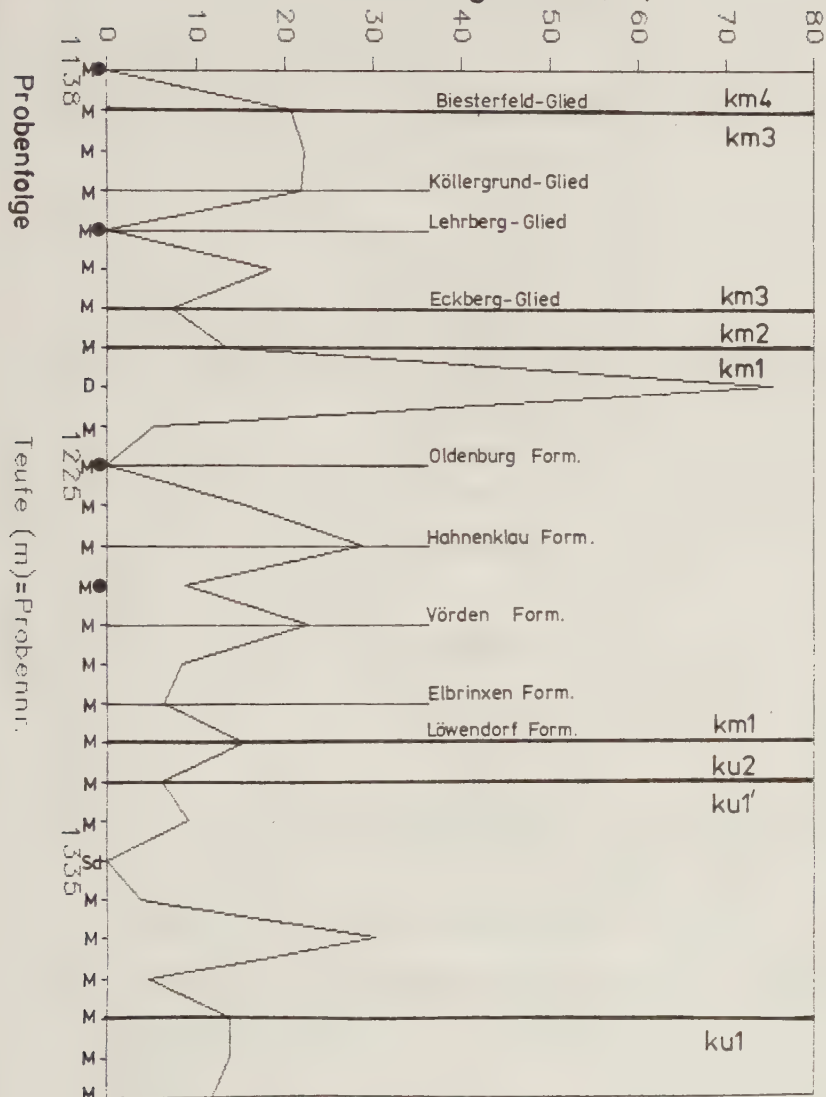


Abb.:56

Dolomitverteilung im Bohrprofil L.

Korrelation der Dolomitgehalte mit der Bohrungsprobenfolge.

● bezeichnet Proben mit Calcitgehalten > 10%.

7.3 Befunde der quantitativen Kalzitanalyse

Kalzit tritt vereinzelt im Probenmaterial der Bohrungen auf. Gehalte bis 25 Gew% werden erreicht. Das Vorkommen ist an Materialwechseln wie z.B. Sandstein zu Mergeln in Sandsteinen und an Schichtgliedgrenzen geknüpft (Abb.: 51-58; vgl. 7.2).

In evaporitischen Folgen dürften erhöhte Kalzitgehalte an stratigraphischen Wechseln durch Salinitätsunterschiede erklärt werden können. Zudem zeigen sich in Beckenbohrungen gegenüber denen, die randlich positioniert sind, vermehrt Kalziteinschaltungen. Dies dürfte auf etwas geringere Salinitäten im Becken, als am Beckenrand hinweisen.

In Dünnschliffen fluviatiler Sandsteine zeigten sich vielfach spätige, spätdiagenetische Zementbildungen, die durch migrierende Porenwässer gebildet wurden. Ebenso waren Karbonattransformationen von Dolomit nach Kalzit verbreitet. Primärer, frühdia-genetischer Kalzit wurde nur im Rhät (Herford-Glied, Börgerhof-Glied; Bohrung H, J) beobachtet.

Das Auftreten von Kalzit im Bereich der Schichtgliedgrenzen (Sandstein-Mergel) ist vermutlich auf primäre Porositätsunterschiede zurückzuführen (vgl. Kap. 5.2, 6.2). Auch hier konnte sich dann im Porenraum spätdiagenetischer Kalzit bilden.

Im Bereich der Tagesaufschlüsse fanden sich spätdiagenetische Kalzite als Drusenfüllungen in ausgelaugten Gips/Anhydrit Residualen des km4 (Tab.1, Lok 17) oder in Form von Dedolomitisierungen in Dolomitsteinlagen (Tab.1, Lok 38). Kalzitgehalte bis 80 Gew% wurden festgestellt.

7.4 Befunde der quantitativen Sideritanalyse

Vereinzelttes Auftreten von Sideritspuren wurden sowohl röntgenographisch als auch in Dünnschliffen, zumeist in evaporitisch geprägten Schichtgruppen (km1, km3 und km4), mit geringen Gehalten (1-2 Gew%) beobachtet. Es ist sowohl in beckenrandlichem Probenmaterial als auch in den Bohrungen verbreitet. Zudem zeigten sich Sideritspuren in den Mergel- und Dolomitlagen des ko,u (Herford- und Börgerhof-Glied).

Die Bildungen dürften sedimentär, spätdiagenetisch, durch den Einfluß migrierender Porenwässer oder im Einflußbereich der

Plutone von Bramsche und Vlotho durch aufsteigende CO_2 -reiche Tiefenwässer erfolgt sein. In beiden Fällen standen in den Porenlösungen Fe^{2+} und CO_2 zur Bildung in ausreichendem Maß zur Verfügung. Eine unterstützende Wirkung zur Bildung von Siderit durch organische Substanzen (BESLY & TURNER 1983) ist nicht auszuschließen, speziell im ko, u , da hinreichend pflanzliches Material vorhanden war. Das Auftreten von Siderit zeigt keinen Bezug zur Stratigraphie.

7.5 Mikrofazies der Dolomite

Mikrofaziell zeigen die untersuchten Mergelstein- und Dolomitsteinbänke vorwiegend lutitische bis siltitische Korngrößen. Nur selten wurden Dolomitarenite (z.B. km_4 Vörden Formation) und Intraklastdolomite (z.B. km_3 Kühl'sche Breccie) vorgefunden.

Vereinzelte Relikte von Ooiden zeigten sich vornehmlich in den siltitischen Dolomitlagen des ku_1 und ku_1' . Im ku_2 dominieren ebenfalls Dolomitsiltite.

Fossilfunde von Oogonien (Saumer Mergel ku_1 , Oanabrück) sowie Cyanophyceen (FLÜGEL 1978) und Muschelschill weisen den Lettenkohlenkeuper als Übergangsbereich zwischen deltaisch, fluviatilem Milieu und brackisch geprägten Ablagerungsraum aus. Diese Entwicklung zeigt sich ebenso im Süddeutschen Germanischen Keuper (DURINGER 1987, RICHTER 1985, EMMERT 1964). Mit dem ku_2 (Grenzdolomit Region) vollzieht sich der Wechsel zum Evaporit-Playa Milieu (RICHTER 1985, RICHTER et al. 1980). In den siltitischen Dolomiten fanden sich noch vereinzelte Relikte von Ostracoden.

Mit dem Einsetzen des Unteren Gipskeupers (km_1) zeigen sich in der Folge überwiegend Dolomitulite. Eingelagert erscheinen Spuren von Dasycladaceen, vornehmlich in den liegenden Schichtgruppen des km_1 . In den hangenden Schichtgruppen sind vermehrt Cyanophyceen verbreitet. Nach FLÜGEL (1978) deutet dieser Artenwechsel eine Milieuveränderung an. Rezent sind Grünalgen vornehmlich im marin bis flachmarinen Bereichen vorzufinden. Blaugrünalgen hingegen treten häufig im randmarinen und nicht

marinen Milieu auf. Vereinzelt vorgefundene Gastropen- und Ostracodenrelikte in den sonst weitgehend fossilfreien Dolomiten des höheren km1 (Hahnenklau und Bredenborn Formation) geben Hinweise auf ein "restricted environment".

An die Osnabrück Formation (km2 o) geknüpfte Dolomite zeigen meist siltitischen Charakter. Eingelagert wurden vereinzelte Cyanophyceen festgestellt. Sie belegen den nicht marine Charakter der Schichtfolge (WURSTER 1964).

Mit der Sedimentation der Roten Wand (km3) wird die Evaporit-Playa Sequenz fortgeführt. Beckenrandlich zeigen sich in der KÜHL'schen Breccie (Kollaps-Breccie, DUCHROW 1984, vgl. Kap. 2.2.7) vielfach Intraklastdolomite sowie Arenite und Siltite. Im distaleren Becken wurde dieser Horizont nicht mehr beobachtet. Überwiegend Dolomitsiltit z.T. auch Lutit mit eingelagerten Dasycladaceen im Liegenden und Cyanophyceen im Hangenden des Eckberg-Gliedes deuten möglicherweise auf unterschiedliche Wasserbedeckungen während dieser Ablagerungsphase hin.

Ab dem Lehrberg-Glied bleibt die Dolomitsiltit Sedimentation im km3 dominant. Gelegentliche Fossilreste von Cyanophyceen und Ostracoden in sonst nahezu fossilfreien Dolomiten belegen die Fortführung des "restricted environments". Schillagen und Gastropodenreste, wie sie im Süddeutschen Keuper (Lehrbergbänke) verbreitet sind (RICHTER 1985), wurden nicht beobachtet.

Die Mikrofazies der Dolomite in der Evaporit-Playa Sequenz wird überwiegend durch feinkörnige Ablagerungen geprägt, wie es beispielsweise für Lagunensedimente typisch ist. Die Artenarmut und nur vereinzelt auftretende Individuen fügen sich in das Bild eines "restricted environments" ein.

Mit Einsetzen des Steinmergelkeupers (km4) werden vorwiegend Dolomitlutite sedimentiert. Größere Dolomitkomponenten wurden lediglich im Valdorf- und Hagedorn-Glied des Beckenrandes vereinzelt beobachtet. Die Verbreitung von Cyanophyceen dominiert. Daneben sind im Valdorf-Glied Muschelschill, Pellets und Ostrakodenrelikte verbreitet. Im höheren km4 (Hagedorn- und Steinbach-Glied treten außerdem Dasycladaceen und Gastropoden auf.

Stromatoporen, wie sie DUCHROW (1984) im Steinbach-Glied des Osnabrücker Berglandes feststellte, wurden nicht beobachtet.

Mit dem Wechsel vom km3 zum km4 vollzieht sich eine Umstellung des Ablagerungsmilieus. Dies deutet sich bereits durch erhöhte Evaporation und damit verbunden, verstärkte Bildung von Anhydritknollen und -Lagen an (Abb.: 16-18), sowie durch Erhöhung der eingelagerten Mergel- und Dolomitsteinbänke im Vergleich zum km3. Das Auftreten von Calichehorizonten im höheren km4 neben flachmarinen bis lagunären Dolomiten weist auf ein sich lateral stark verändernden Ablagerungsraum hin. Durch zeitweise auftretende Salinitäts erhöhungen wird der Ablagerungsraum zum "restricted environment" (s.o.). Spuren von Schrumpfbreccien im Bereich der Kielsberg Formation kennzeichnen das Sediment als Bildung in Karbonatmarschen neben Seen oder Flüssen. FREYTET & PLAZIAT (1982) belegten dieses Milieu an oberkretazischen/alttertiären Gefügen Südfrankreichs.

Das Auftreten von wenigen unregelmäßigen Rundkörpern mit Schrumpfrissen in einer sonst lutitischen Dolomitmatrix deuten ebenfalls auf gelegentliches Trockenfallen des Sediments.

RICHTER (1985) bezeichnet das nun vorherrschende Milieu im Süddeutschen Keuper als Dolcrete-Playa Sequenz. Dieses Modell kann auf den Ablagerungsraum des km4 o im NW-Dt. Keuper übertragen werden.

Ausgedehnte Karbonatmarschen, zeitweilig austrocknende Seen mit episodisch erfolgenden fluviatilen Zuflüssen und flachst marine Einschaltungen charakterisieren dieses Milieu.

Mit dem Wechsel zum Rhät tritt der dolomitische Anteil deutlich zurück. Dünne Dolomitbänkchen sind gelegentlich im ko,u (Herford- und Börgerhof-Glied), sowie im ko,o (Meiborssen-Glied) vorzufinden. Die vorwiegend siltitischen Dolomite zeigen sich weitgehend fossilfrei. Durch die fazielle Verzahnung von fluviatil-deltaischen, lacustrinen mit marinen Sedimenten, läßt sich das Rhät, vergleichbar zum ku wiederum zu einer brackischen Dolomitsequenz zusammenfassen.

7.6 Mol% CaCO_3 und Ordnungsgrad der Dolomite

In speziellen Röntgendiagrammen wurde die Lage des Dolomithauptreflexes (104), ca. 31° (2 Theta), $2.886 \text{ \AA}$ gegenüber dem Quarzhauptreflex (101) bei 26.4° (2 Theta) geeicht und genau ausgemessen. Durch die erhaltenen d-Werte können Aussagen über CaCO_3 -Anteile in Mol% im Dolomit getroffen werden (RICHTER 1979). Der FeO-Gehalt der Dolomite wurde dabei nicht berücksichtigt.

Die Dolomite der brackisch-fluviatilen Sequenzen (ku1, ku1') und (ko) zeigen mit durchschnittlich 50.8–55 Mol% CaCO_3 im Gitter und relativ guten Ordnungsgraden, bei relativ schlanken Reflexen deutliche Abweichungen von den Dolomiten der Evaporit-Playa Sequenz (ku2, km1, km2, km3, km4u; Abb.: 59–61). Sie sind mit 49.8–51.2 Mol% CaCO_3 im Gitter nahezu stöchiometrisch.

Vereinzelt auftretende Mg-Dolomite, mit mehr als 50 Mol% MgCO_3 im Gitter wurden durch wiederholtes Röntgen mit internem Quarzstandard nachgewiesen. Eine derartige Zusammensetzung von fründiagenetischen Dolomiten wurde bereits durch MARSCHNER (1966, 1968) im ku des Weserberglandes belegt.

Der z.T. niedrige Ordnungsgrad der weitgehend stöchiometrischen Dolomite (Abb.: 60, 61) ist möglicherweise auf den konservierenden Einfluß der eingelagerten Tonminerale und erhöhten Fe-Gehalte im Karbonat zurückzuführen (vgl. Kap. 7.7).

Die Dolomite der Dolcrete-Playa Sequenz (km4 o) zeigen gegenüber der Evaporit-Playa Sequenz eine leichte Erhöhung des CaCO_3 -Anteils im Gitter. Ihr Ordnungsgrad ist gegenüber den Evaporit-Playa Dolomiten leicht verbessert (Abb.: 61, 63). Gehalte von 49.8–53.7 Mol% CaCO_3 spiegeln wohl eine Verringerung des Mg/Ca-Verhältnisses der See- bzw. Porenwässer zu dieser Zeit wider.

Die Abschätzung des Salinitätsgrades (FOLK & LAND 1975) für diese Sequenzen erscheint schwierig, da in austrocknenden Playas, lacustrinen Ablagerungen, Sabkhas und Böden mit Pedocretbildungen in den Porenlösungen alle Stadien zwischen geringer und hoher Salinität gegeben sein können. Hypersalinare Bildungen wie Anhydrit und Halit treten sowohl in der Evaporit-Playa Sequenz, als auch in der Dolcrete-Playa Sequenz in Erscheinung (Abb.: 7–12, 15–18). Die Herkunft von eingelagerten mächtigeren Steinsalzfolgen in den Bohrprofilen B, J und O ist nicht eindeutig geklärt. Umlagerungen von Röt- und Zechsteinsalzen, Salztektonik und auch erhöhte Eva-

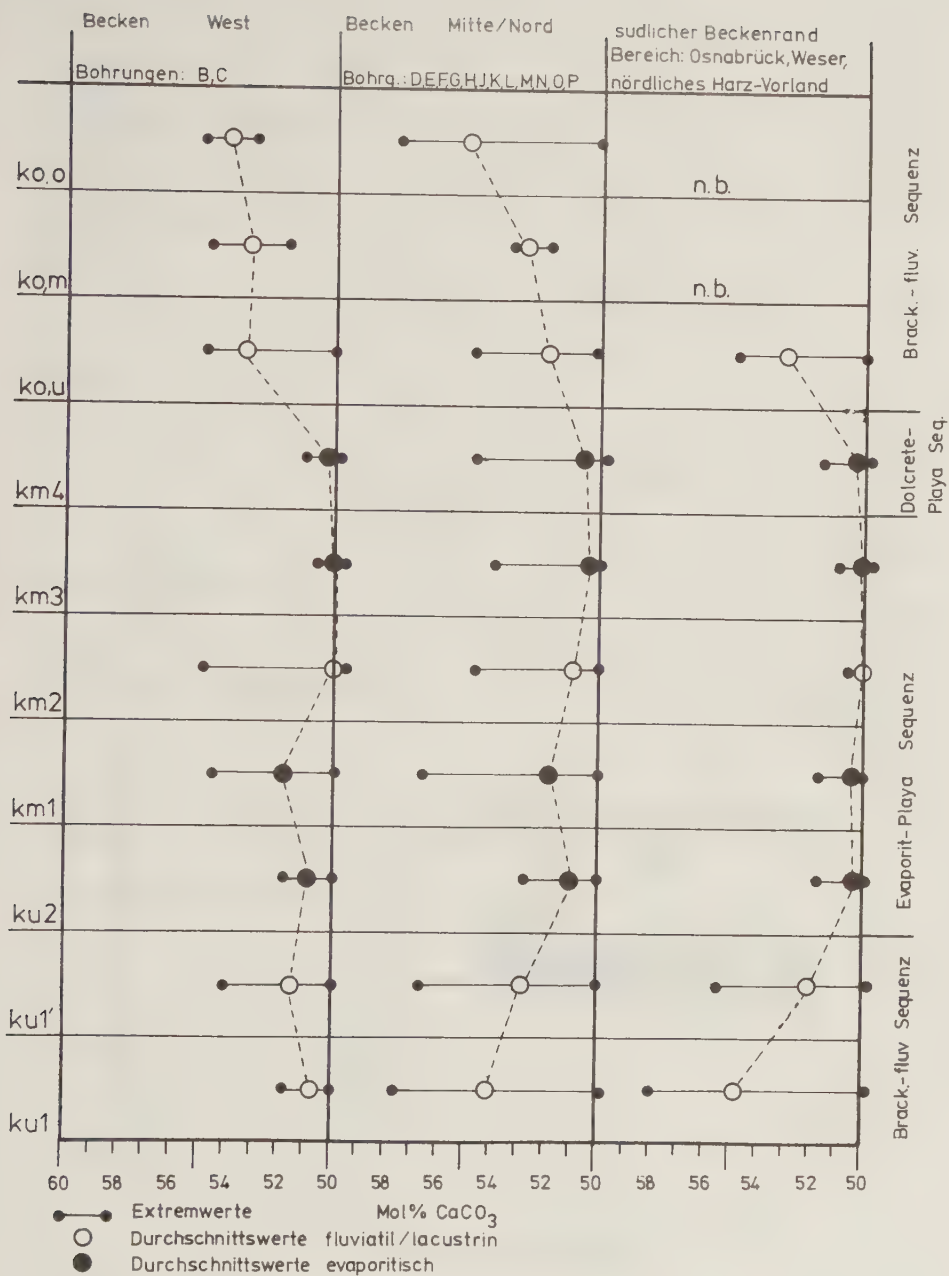
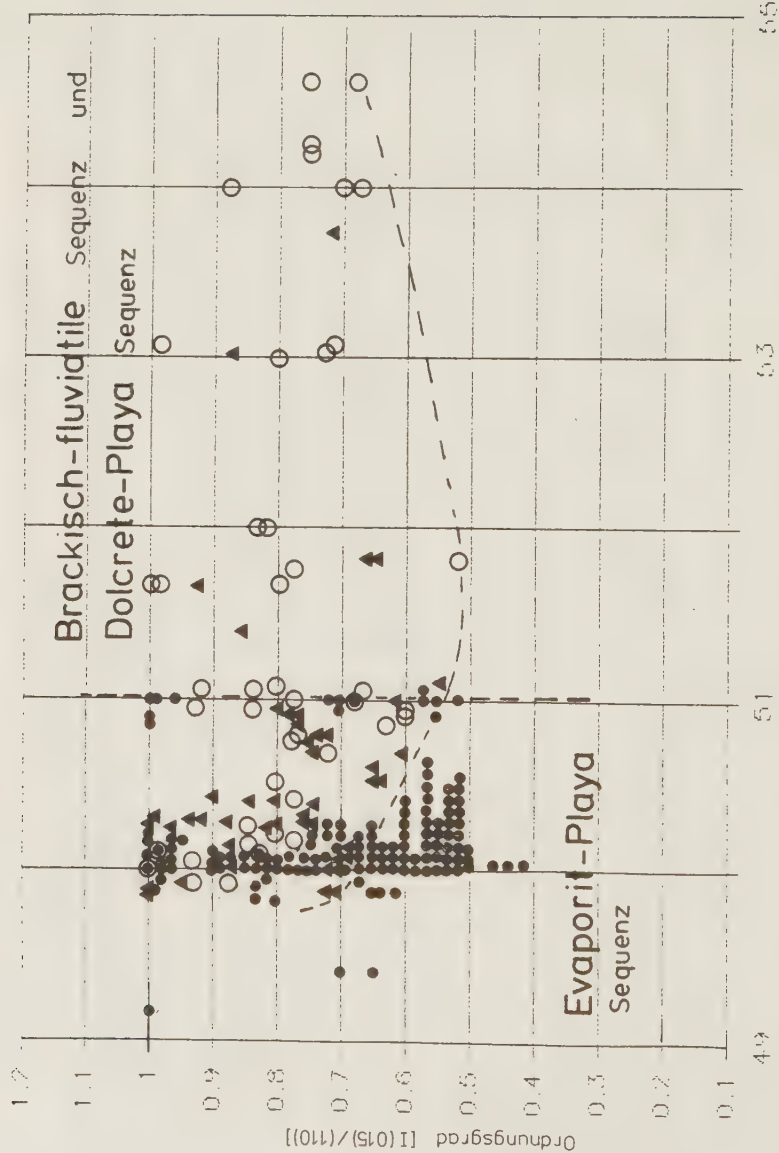


Abb.: 59
Durchschnittliche Mg/Ca Zusammensetzung der Keuper-Dolomite.
(ohne Berücksichtigung des FeO Anteils) (ca. 500 Mergelproben)



- Brackisch - fluviatile Sequenz
ku1, ku1', ko
- Evaporit-Playa Sequenz
ku2, km1, km2, km3, km4u
- ▲ Dolcrete - Playa Sequenz
km4o

Abb.: 60
Beziehung zwischen Ordnungsgrad und Zusammensetzung der dolomitischen Mergel.

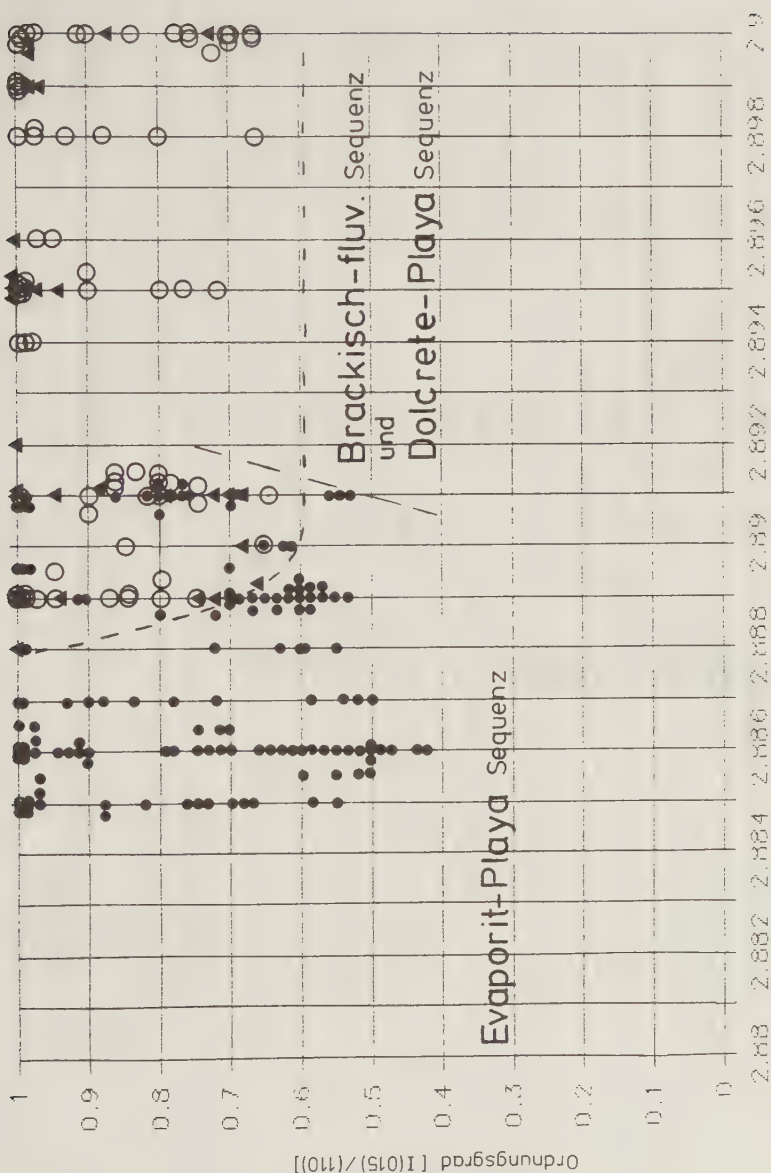


Abb. 61

Beziehung zwischen Lage der $d(104)$ -Reflexe
bestimmt an dolomitischem Probenmaterial

d-Werte (Å) (104-Reflex) Dolomit
und Ordnungsgrad von Dolomiten,

- Brackisch-fluviatile Sequenz
ku1, ku1', ko
- Evaporit-Playa Sequenz
ku2, km1, km2, km3, km4u
- ▲ Dolcrete-Playa Sequenz
km4 o

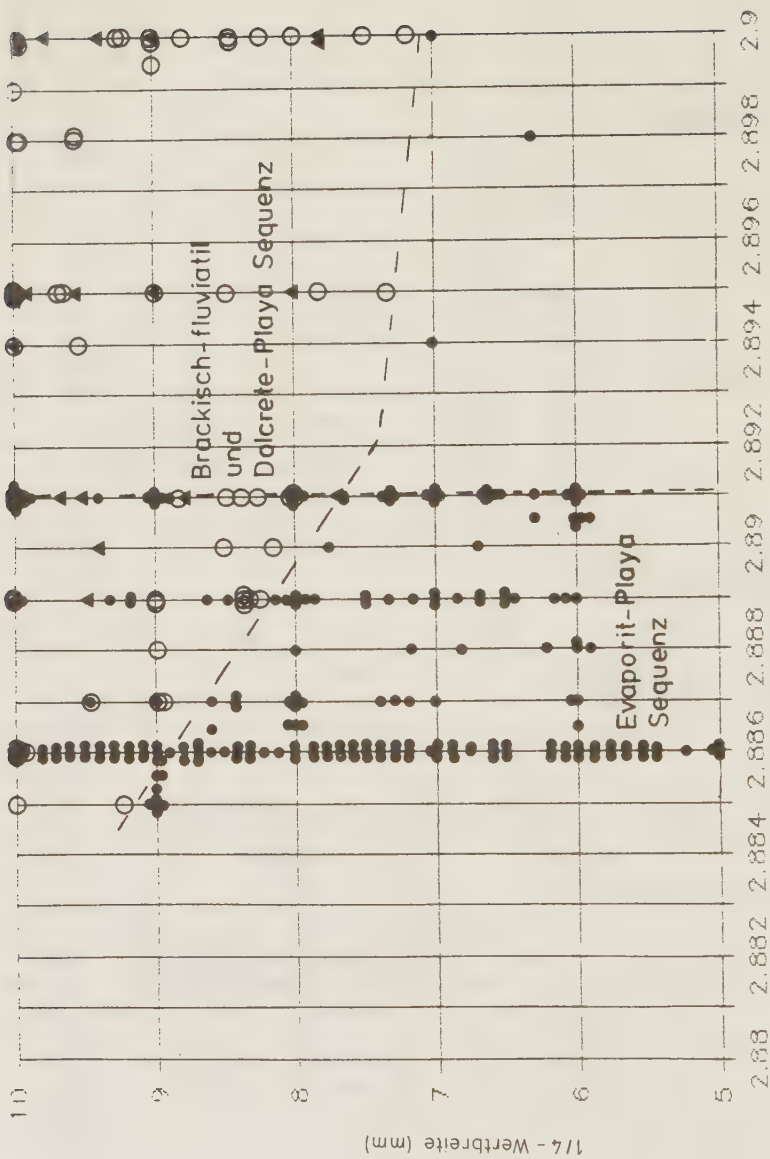


Abb.: 52
Beziehung zwischen Lage der d(104) Reflexe und 1/4-Wertbreite von Dolomiten.

- Brackisch-fluviatile Sequenz
ku1, ku1', ko
- Evaporit-Playa Sequenz
ku2, km1, km2, km3, km4u
- ▲ Dolcrete-Playa Sequenz
km4 o

poration können zur Einlagerung geführt haben. Eine Lösung böte die Analyse der S-Isotopen.

Die Bestimmung der 1/4-Wertsbreite von Dolomiten erfolgte röntgenographisch ($1^\circ [2 \text{ Theta}] = 2 \text{ cm}$) unter Benutzung eines Quarzplättchens (Halbwertsbreite 101-Reflex = $3.1 \pm 0.1 \text{ mm}$).

Stöchiometrisch zusammengesetzte, gut geordnete Dolomite zeigen nach RICHTER (1974) bei den benutzten apparativen Bedingungen 1/4-Wertsbreiten von ca. 5 mm (104-Reflex).

Die 1/4-Wertsbreite der untersuchten Dolomite der Evaporit-Playa Sequenz weisen bei nahezu stöchiometrischen Zusammensetzungen Schwankungsbreiten von 5-10 mm auf. In dieser Sequenz sind demnach sowohl einheitlich gebaute Dolomitphasen als auch kristallchemisch uneinheitlich zusammengesetzte vorhanden.

Die Variationsbreite der brackisch-fluviatilen und Dolcrete-Playa Dolomite liegt bei relativ schlechterer Stöchiometrie zwischen 7.2-10 mm (Abb.: 61). Es überwiegen nach der 1/4-Wertsbreite Dolomite mit kristallchemischen Uneinheitlichkeiten. Diese zeigen sich in Dünnschliffen durch zonargebaute Dolomite sowie durch Bildungen von spätdiagenetischen Fe-Dolomitcementen.

Einen Zusammenhang zwischen den leicht erhöhten FeO-Gehalten (Kap. 7.7) der brackisch-fluviatilen und Dolcrete-Playa Sequenz mit den erhöhten 1/4-Wertsbreiten scheint gegeben zu sein, da die Fe-Ionen die Dolomitreflexe in gleicher Richtung verschieben wie Ca-Ionen. Somit dürfte eine zonare Zusammensetzung der Dolomite die überwiegende Ursache für erhöhte 1/4-Wertsbreiten sein. Vereinzelt Röntgendiagramme mit Doppelpositionen des Dolomitmaximums (104-Reflex) belegen ebenfalls chemisch unterschiedlich zusammengesetzte Dolomite. Daneben spiegeln die erhöhten 1/4-Wertsbreiten Schwankungen im Mg/Ca-Verhältnis der Porenlösungen während der Dolomitgenese. Diese Varianz im Mg/Ca-Verhältnis ist für Bildungen im vadosen Milieu eher charakteristisch als für phreatische.

7.7 FeO-Gehalt der Dolomite

Der FeO-Gehalt von Dolomiten wurde an ausgewählten Proben naßchemisch, durch Titration ermittelt.

Grundsätzlich zeigen die FeO-Gehalte von separierten, spätdiagenetisch gebildeten Dolomiten erhöhte Werte gegenüber den frühdiaagenetischen Phasen. Dies macht sich besonders in den dolomitischen Zementen von Feinsandsteinlagen innerhalb der fluviatilen Schichtgruppen (ku1,ku1',km2 und ko) bemerkbar (z.B. ku1 Osnabrück, max. 10% FeO). Der erhöhte Gehalt läßt sich mit erhöhten Porositäten und besseren Permeabilitäten erklären. Fe-Ionen können hier durch Anlösung von eisenhaltigen Mineralen in Lösung gelangen.

Im Bereich der evaporitischen Schichtgruppen geht der Anteil entsprechend zurück. Der Anteil an Fe-führenden Mineralen ist in diesen Sedimenten deutlich niedriger.

Zur Ermittlung des FeO-Gehaltes an frühdiaagenetischen Dolomiten wurden Mergelproben herangezogen.

Innerhalb der stratigraphischen Abfolge charakterisieren sie durch signifikante Gehaltsunterschiede die Bildungsmilieus (vgl. Tab.: 9).

Tab.: 9

FeO-Gehalte in dolomitischen Mergeln (Angaben in Gew.%)

		Min.	Mw.	Max.	Probenanzahl
Dolcrete-Playa					
Sequenz	km4 o	0.4	0.65	2.3	7
Evaporit-Playa					
Sequenz	km4 u	0.2	0.3	0.6	11
	km3	0.3	0.4	0.8	12
	km2	0.1	0.3	1.2	9
	km1	0.1	0.4	1.8	24
	ku2	0.2	0.3	0.4	4
Brackisch-fluv.					
Sequenz	ku	0.6	1.0	2.3	13

Vereinzelte auftretende, erhöhte FeO-Gehalte (bis 1.8%, km1, Osna-brück) von Dolomiten aus der Evaporit-Playa Sequenz scheinen mit den frühdiagenetischen Dolomitierungsmodellen nicht vereinbar zu sein. Sie beziehen sich auf Bildungen im supratidal Bereich. Die erhöhten FeO-Gehalte fordern aber eine Dolomitisierung im reduzierenden Milieu (vgl. auch RICHTER 1985). Blaugrüne Anfärbungen von Dolomiten belegen in zahlreichen Dünnschliffen die Bindung des FeO-Anteils an den Dolomit. Eine Freisetzung von Fe-Ionen durch die kurzfristige HCl-Behandlung dürfte demnach weitgehend vom Dolomit erfolgen. Durch Tonminerale eingebrachtes Fe dürfte hierbei keine oder nur eine geringe Rolle spielen. Durch den Fe-Einbau Anstelle von Mg im Dolomitgitter erfolgt eine Gitterweiterung. Wenn demnach solche Dolomite stöchiometrische Zusammensetzung ($d=2.886 \text{ \AA}$) zeigen oder sogar d -Werte von $(2.885 \text{ \AA})$ aufweisen, so muß vermehrte Substitution von Ca durch Mg, als im Kap. 7.6, Abb.: 61 dargestellt, angenommen werden. Welche Art von Substitution zwischen den Elementen Ca, Mg und Fe erfolgte muß an dieser Stelle offen bleiben.

Die erhöhten FeO-Gehalte einiger Proben aus dem km40 lassen sich gegenüber Proben der gleichen Schichtgruppe mit geringeren Gehalten durch auftretende spätdiagenetische Dolomitbildungen im Bereich von Schrumpfrissen und Klüften erklären.

7.8 Sr-Gehalt der Dolomite

Der Sr-Gehalt von Dolomiten wurde durch Röntgenfluoreszenzanalysen an ausgewählten Mergelproben von Bohrungen und Tagesaufschlüssen durchgeführt.

Hierbei zeigten die Proben des Beckenrandes durchschnittlich geringere Sr-Gehalte als die Proben der Bohrungen. Dies dürfte möglicherweise auf Verwitterungsvorgänge oder primären Unterschieden in den Porenwässern zwischen dem Beckenrand und dem Becken zurückzuführen sein.

Die Sr-Gehalte der Evaporit-Playa Dolomite liegen nahe der Untergrenze, die VEIZER (1978) für feinkörnige, frühdiagenetische Dolomite angibt (100–800 ppm).

JACOBSEN & USDOWSKI (1976) stellten fest, daß marine frühdiagenetische Dolomite nur etwa die Hälfte an Sr gegenüber marin

gebildeten Kalziten führen. Da nach KINSMAN & HOLLAND (1969) durch thermodynamische Berechnungen, letztere bei ca. 25°C ca. 1200 ppm Sr einbauen, liegt der Gehalt für entsprechend marin gebildete Dolomite bei etwa 600 ppm Sr. Dieser Wert kann auch niedriger liegen, da rezente marine Mg-Kalzitemente Gehalte von nur 400-800 ppm Sr enthalten (RICHTER 1979).

Hohe Sr-Gehalte (1200-3000 ppm Sr) stellten VEIZER (1978) und USDOWSKI (1973) an Proben mit marin gebildeten Gipsen bzw. Anhydriten fest (vgl. Tab. 10).

Tab. 10

Sr-Gehalte in dolomitischen Mergeln (Gehalte in ppm)

		Min.	Mw.	Max.	Probenanzahl
Brackisch-fluv.					
Sequenz	ko.o	20	60	90	3
	ko.m	30	42	50	7
	ko.u	10	42	170	8
Dolcrete-Playa					
Sequenz	km4 o	100	481	1750	14
Evaporit-Playa					
Sequenz	km4 u	50	220	1050	10
	km3	60	216	1380	16
	km2	60	174	376	10
	km1	60	287	1880	20
	ku2		n.b.		
Brackisch-fluv.					
Sequenz	ku1'	10	76	210	10
	ku1	10	31	110	9

Die relativ niedrigen Gehalte innerhalb der Evaporit-Playa Sequenz könnten entweder auf eine Sr-Abgabe bei der Gitterumordnung der Dolomite während der Diagenese oder auf ein vom Seewasser abweichendes Porenwasser während der Dolomitbildung zurückzuführen sein.

Die Dolomite der Dolcrete-Playa Sequenz zeigen durchschnittlich höhere Sr-Gehalte als die der Evaporit-Playa Sequenz (Tab.: 10). Die Ursachen hierfür können in einem höheren Sr/Ca- Verhältnis der Porenlösungen während der Dolcrete- gegenüber der Evaporit-Playa Sequenz liegen. Außerdem kann die Bildung von Sr-reichen Mineralen (z. B. Coelestin, km 1, km2 im nördlichen Harz-Vorland) zur Abreicherung innerhalb der Dolomite geführt haben. Schließlich könnte diese deutliche Gehaltsdifferenz auch durch unterschiedliche Dolomitgenesen hervorgebracht worden sein. Während der Evaporit-Playa Sequenz dürfte vornehmlich phreatische Dolomitgenese geherrscht haben, während in der Dolcrete-Playa Sequenz zudem vadose Bedingungen auftraten.

Die Sr-Gehalte der brackisch-fluviatilen Sequenzen (ku und ko) liegen deutlich niedriger gegenüber der Evaporit- und Dolcrete-Playa Sequenz. Der niedere Sr-Anteil in den Dolomiten dürfte auf das primär geringere Sr-Angebot in den Porenwässern zurückzuführen sein.

7.9 Dolomitgenese

A) Untere brackisch-fluviatile Sequenz (ku1, ku1')

Die von DUCHROW (1968) festgestellte Wechselfolge von fluviatilen Sandsteinen mit auflagernden siltitischen Dolomiten (Abb.: 7-10) ist in Abhängigkeit von der Entfernung vom Beckenrand in unterschiedlichen Entwicklungsstadien im gesamten Ablagerungsraum anzutreffen. Die Dolomite dieser Sequenz dürften infolge nachlassender Schüttungen und im Übergangsbereich zum marinen Milieu, bei hohen Verdunstungsraten, als lacustrine bis Playabildungen anzusehen sein. Dies kann durch das fazielle Nebeneinander von sandigen, siltigen, mergeligen, dolomitischen und sulfatischen Sedimenten in den Profilen belegt werden. Die Feinkörnigkeit, die hohe Keimbildungsraten und der Fossilinhalt der Dolomite lassen eine überwiegend frühdiagenetische

Entwicklung vermuten (FUCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1965). Erhöhte Salinitäten bishin zur Anhydritausscheidung zeigen sich nur im Becken (Bohrungen J,P,M,L). Beckenrandliche Positionen weisen demgegenüber nur Dolomitbildungen auf. Dieser fazielle Unterschied läßt sich durch die beckenrandlichen Zuflüsse erklären, die die erhöhten Salinitäten des Beckens im Randbereich verdünnen. Dies spiegelt wiederum in der Zusammensetzung der Dolomite. Sie zeigen überwiegend einen Überschuß von Ca im Dolomitgitter (FUCHTBAUER 1977). Einlagerungen von Cyanophyceen, Oogonien, Muschelschill und Ooiden sowie die niedrigen Sr-Gehalte belegen die Entwicklung der Dolomite im lacustrinen bis Playamilieu. Die erhöhten FeO-Gehalte belegen eine Dolomitbildung unter reduzierenden Bedingungen.

B) Evaporit-Playa Sequenz (ku2-km4 u)

Der flache, ebene, nur wenig strukturierte Ablagerungsraum bleibt während dieser Sequenz erhalten. Hierin entwickelt sich ein großes Playasystem worin sich frühdiaogenetische Dolomite im faziellen Wechsel zwischen Lagunen-, Playasee-, Playa- bis zum Salzpflanzen-Stadium bilden können. Erhöhte Evaporation, wie es Anhydrit und eingelagertes Steinsalz belegen, gehen einher mit einer erhöhten Bereitstellung von Mg-Ionen. Die Zusammensetzung der Dolomite wird in dieser Sequenz im allgemeinen stöchiometrisch. Einlagerungen von vermehrt Dasycladaceen im unteren km1 gegenüber Cyanophyceen im oberen km1 und km2 deuten möglicherweise auf unterschiedliche Wasserbedeckungen und -Chemismen (FLÜGEL 1978). Im km3 wiederholt sich dieser Trend. Der anormal niedrige Ordnungsgrad der Dolomite wird auf eingelagerte Tonminerale im Sediment zurückgeführt, die eine Konservierung bewirken. Eine Erhöhung des FeO-Gehaltes, der ebenfalls niedere Ordnungsgrade bewirkt konnte nicht eindeutig belegt werden. Die Sr-Gehalte sind mit durchschnittlich 67 ppm (Beckenrand) und 220 ppm (Becken) anormal niedrig. Dies kann durch eine Sr-Abgabe bei der Gitterumbildung (→ Coelestinbildung) oder durch eine vom Seewasser abweichendes Porenwasser während der Dolomitbildung erklärt werden.

C) Dolcrete-Playa Sequenz (km4 o)

Durch die Verbreitung von Schrumpfrissen in den Playa-Dolomiten kann eine Entstehung nach dem Modell des "evaporative pumping" (HSÜ & SIEGENTHALER 1969, McKENZIE et al. 1980) angenommen werden. Nachströmendes Mg-reiches See- bzw. Meerwasser bedingt hierbei Dolomitgenese unter der Oberfläche. Während des km4 o entwickelt sich der Ablagerungsraum als eine weite Ebene mit eingelagerten Seen, die zeitweilig austrocknen können und episodisch auftretende fluviatile Zufuhren erhalten. Durch die fluviatilen "events" erfolgen Umlagerungen von Pedocretes, die dann neben Playaseeablagerungen Verbreitung finden. Dieses Nebeneinander von Dolcrete- und Playa Sedimenten wird auch durch den Fossilinhalt dieser Sequenz belegt (Kap. 7.5).

Eine Zunahme des Ca-Anteils in diesen Dolomiten kann nach FUCHTBAUER (1977) durch abnehmende Aridität begründet werden oder durch Abnahme des Mg/Ca-Verhältnisses der See- bzw. Porenwässer. Beide Möglichkeiten scheinen gleichwertig zu sein, da mit dem Wechsel zum Rhät erneut fluviatile Schüttungen auftreten, die eine Ariditätsverringerung signalisieren. Durch die erhöhte Zufuhr von Flußwässern wird zumindest Bereichsweise das Mg/Ca-Verhältnis deutlich beeinflusst.

D) Obere brackisch-fluviatile Sequenz (ko)

Wie im ku, so sind die frühdia genetischen Dolomite des ko,u und ko,o als lacustrine Bildungen des Deltadachbereichs oder als Playabildungen im Übergang zum marinen Milieu zu sehen. Das Mg/Ca-Verhältnis ist infolge der verminderten Aridität zugunsten des Ca verschoben.

8. Tonminerale

8.1 Methodik

Das Gestein wurde zur Tonmineralanalyse zerkleinert, gesiebt und in ATTERBERG-Zylindern mit reinem H_2O geschlämmt. Bei karbonathaltigen Proben wurde zusätzlich der Karbonatanteil durch Säurebehandlung (3%-ige Essigsäure, $50^\circ C$) schonend entfernt (MÜLLER 1967, LEWANDOWSKI 1982, BRAUCKMANN 1984). Bei diesem Verfahren werden die Tonminerale noch nicht angegriffen. Nach ca. einer Woche war das Karbonat vollständig gelöst.

Zur Herstellung der Texturpräparate wurden 10 mg der Fraktion mit 1 ml destilliertem Wasser verrührt (Ultra Turrax: 20000 U/min, 30 sec). 0.7 ml der Suspension wurden auf ein Glasplättchen (16x24 mm), daß in Röntgenküvetten eingelassen werden kann, pipettiert. Dies ergibt einen Sedimentfilm von ca. 0.006 mm Dicke (WEBER 1972, BRAUCKMANN 1984). Jeweils drei Präparate einer Probe wurden hergestellt.

Die serielle Tonmineraluntersuchung erfolgte an einem Philips-Zählrohr Diffraktometer PW 1050/25, 2.2 kW Langfokus Cu-Röhre (35 mA, 40 kV), Ni-Filter, Monochromator und Diskriminator durchgeführt. Für die Verstärkung wurden 1×10^3 cps und 4×10^2 cps gewählt. Die Gonometergeschwindigkeit betrugen $1/2^\circ/\text{min}$ oder $1^\circ/\text{min}$. Der Winkelbereich für die Tonmineralanalyse lag generell zwischen 2° - 38° (2 Theta). Für die Untersuchung der 060-Reflexe (b-Parameter) der Tonminerale wurden Röntgenaufnahmen an Pulverpräparaten (Fraktion < 0.002 mm) im Winkelbereich von 58° - 65° (2 Theta) angefertigt. Der Papiervorschub lag bei 1 cm/min und 2 cm/min.

Nach dem Röntgen der lufttrockenen Texturpräparate wurden diese 24 Stunden einer Äthylenglykolatmosphäre ($60^\circ C$) ausgesetzt und anschließend wiederum geröntgt. Äthylenglykol bewirkt an quellfähigen Tonmineralen eine Gitterweiterung.

Das schrittweise Erhitzen der Tonmineralpräparate ($350^\circ C$, $500^\circ C$; jeweils 2 Stunden) bewirkte im Tonmineralgitter Dehydratation. Hierdurch war eine weitere Differenzierung der Minerale möglich. Durch Kationenaustauschversuche mit K^+ und Ca^{2+} in 1n-Kationenlösung (100 ml Lösung mit 200 ml Probensubstanz, Kochzeit 2-3 Stunden) konnten schließlich noch nicht eindeutig bestimmte Tonminerale zugeordnet werden (MASONNE & RIEDEL 1983, THOREZ 1975).

Für die Tonmineralanalyse wurde nur die Fraktion $< 0.002 \text{ mm}$ verwendet. Bei gröberen Fraktionen ändert sich lediglich der Anteil von Illit und Chlorit zu höheren %-Gehalten. Der Anteil der Mixed-Layer Tonminerale und Smektiten nimmt dagegen ab, wie Vorproben ergaben.

8.2 Semiquantitative Bestimmung

Die semiquantitative Tonmineralanalyse erfolgte röntgendiffraktometrisch. Dabei geben die in einer Probe enthaltenen Tonminerale Reflexintensitäten entsprechend ihrer Konzentrationen wider. Die quantitative Analyse kann nur näherungsweise erfolgen, da Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung, der Kristallinitäten, der Polytypen und der Massenschwächungskoeffizienten bei Tonmineralen einer Spezies auftreten. Ebenso bewirkt die Einlagerung von Wasser in Zwischenschichten von quellfähigen Tonmineralen eine Beeinflussung der Reflexintensitäten.

Eine direkte Bestimmung der Tonmineralgehalte erscheint demnach nicht realisierbar. Auch der Gebrauch geeigneter innerer Standards, die den gleichen Chemismus und die gleiche Mineralogie des zu untersuchenden Minerals aufweisen, dürfte infolge der chemischen Varianz der Tonminerale zur Absolutbestimmung der Gehalte nicht praktikabel sein.

Durch gleichbleibende präparative Bedingungen lassen sich hingegen beeinflussende Faktoren wie Korngrößeneffekte, Sortierungen und Präparatdicken weitgehend normieren.

Die Bestimmung der Tonmineralgehalte erfolgte unter Verzicht der Absolutwerte, semiquantitativ nach der von BISCAVE (1965) erweiterten Methode von JOHNS et al. (1954). Hierbei werden die zu ermittelnden Reflexflächen der Tonminerale ins Verhältnis zur Reflexfläche des 001-Illitpeaks gesetzt. Zuzüglich wurden Eichreihen für Palygorskit und Vermiculit erstellt (das Eichmaterial wurde freundlicherweise vom Geologischen Institut der Ruhr-Universität Bochum zur Verfügung gestellt).

Eichfaktoren für Mixed Layer Tonminerale ergaben sich aus der Komponentenzusammensetzung (angenommene Werte).

Es wurden relative Tonmineralkonzentrationen bestimmt, deren

Summe in einer Probe jeweils 100% ergaben. Die Auswertung erfolgte rechnerunterstützt, an Diagrammen glykolisierter Proben. Bei gleichzeitigem Auftreten von Kaolinit und Chlorit wurde der Gehalt am unkorrigierten Doppelreflex bei 25° (2 Theta) ermittelt.

Tab.: 11 Eichfaktoren zur semiquantitativen Tonmineralanalyse

Tonmineral	Reflex (2 Theta, Cu K a)	Divisionsfaktor	
		bekannt	*/ermittelt
Kaolinit	001		2
Kaolinit	002		1
Illit	001	1	
Palygorskit	001		2
Chlorit	002	2	
Chlorit	004	1	
Vermiculit	001		2
Smektit	001	4	
Corrensit (Chlorit-Smektit)	002		4
Divisionsfaktor angenommen			
Illit-Smektit	002		2
Illit-Chlorit	002		2
Chlorit-Swelling Chlorit	002		4
Chlorit-Vermiculit	002		2

* Literatur: BISCAVE (1965)

8.3 Befunde

8.3.1 Kaolinit

Kaolinit hat einen Basisreflex bei ca. $7.15 \text{ \AA}$ (001). Dieser Peak fällt mit dem 002-Reflex des Chlorits zusammen. Daher erfolgt die Trennung anhand des 004-Chloritreflexes bzw 002-Kaolinitreflexes bei ca. 25° (2 Theta, $3.5 \text{ \AA}$) (FUCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1963).

Im glykolisierten Zustand und beim kurzzeitigen Erhitzen auf 350°C zeigen sich im Röntgendiagramm keine deutlichen Veränderungen. Erst bei 500°C wird seine Struktur in Metakaolinit umgewandelt (WARSHAW & ROY 1961). Der 060-Reflex (b-Parameter) für das Mineral liegt bei $1.48\text{--}1.49 \text{ \AA}$.

Andere Kaolin-Tonminerale wurden in den bearbeiteten Proben nicht festgestellt.

Kaolinit entsteht als Neubildung bei der terrigenen Verwitterung in Böden (BROWN 1961, TRÖGER 1969, MILLOT 1970, FUCHTBAUER & MÜLLER 1977). Durch die Einwirkung azsenderer Wässer in einem sauren Milieu (pH 5-6) kann Kaolinit aus Alumosilikaten und vulkanischen Gläsern gebildet werden. Im Grundwasserbereich ist Kaolinit stabil.

In den Tagesaufschlüssen des südlichen Beckenrandes ist Kaolinit nur im Rhät des Lippischen Berglandes und des nördlichen Harz-Vorlandes beobachtet worden. Vereinzelt auftretende Gehalte bis 89% können in den klastisch, fluviatilen Sedimenten erreicht werden. Der durchschnittliche Anteil liegt hier bei ca. 30% (Abb.: 63, 64, 65; Tab.: 12, 13, 14).

In den Bohrungen des Beckens ist die Verbreitung ebenfalls nur auf das Rhät beschränkt. In den klastischen Abschnitten des ko werden hier bis zu 22% erreicht (Bohrung E, Bereich Hunte Schwelle). In mergeligen Sedimenten zeigten sich Maximalgehalte bis 26% (Bohrung G, Bereich Hunte Schwelle). Die durchschnittlichen Gehalte in den Bohrungen liegen deutlich niedriger bei ca. 2-10% (Abb.: 66-72; Tab.: 12-21). Dieser signifikante Unterschied zwischen Proben aus Tagesaufschlüssen und Bohrungen läßt sich durch tertiäre Verwitterungseinflüsse im Bereich der Tagesaufschlüsse erklären. In den Bohrungen können dagegen die Gehalte als ursprünglich angesehen werden.

Die in den Bohrungen häufig auftretenden Kaolinitgehalte in Mergelsteinen sind durch detritische Zufuhren erklärbar.

Auffällig ist das Fehlen des Kaolinites in der Bohrung C (Abb.: 67; Tab.: 16). Als Ursache hierfür kann die telethermale Wirkung des Bramscher Plutons angenommen werden. Bereits im Sediment vorhandener Kaolinit könnte, da Mg^{2+} verfügbar war, in Chlorit transformiert worden sein. Allerdings weisen die Chloritgehalte (Tab.: 16) keine deutlichen Unterschiede gegenüber benachbarten Bohrungen auf. Eine Umwandlung in Illit wäre bei genügend vorhandenem K-Ionen ebenso denkbar. Hierfür sprächen die stark erhöhten Relativgehalte dieses Abschnitts. Benachbarte Bohrungen weisen geringere Illit-Gehalte auf.

8.3.2 Illit

Die Basasisreflexe des Illits liegen bei 10 Å, 5 Å und 3.3 Å. Sie bleiben nach Glykol- oder Temperaturbehandlung ortsfest. Jedoch zeigen sich deutliche Unterschiede in der Symmetrie und Schärfe des 001-Reflexes. Ursachen hierfür sind Korngrößen-, Diagenese- und Verwitterungseinflüsse (REYNOLDS 1980). Der 060-Reflex liegt zwischen 1.50-1.54 Å je nach H_2O^+ Einbau (WARSHAW & ROY 1961, VELDE 1977).

Illit kann vom Verwitterungs- über den Sedimentations- und Diagenesebereich bis in die Niedrigmetamorphose hinein entstehen und ist demnach in all diesen Bereichen zumindest metastabil. Sein Auftreten ist daher nur wenig aussagekräftig.

Illit ist neben Chlorit Hauptkomponente in den Keupersedimenten. Prozentual schwanken die Gehalte erheblich. Der durchschnittliche Anteil in den fluviatil geprägten Abschnitten variiert zwischen 20-80%, je nach fazieller Ausbildung des Gesteins. In reinen Channelsandsteinen ist der Illitanteil in der Tonfraktion niedrig, in den Overbank Deposits und Stillwasserablagerungen (Silt- und Tonsteine) ist er erhöht.

In den feinkörnigen, evaporitischen Folgen liegt der Illitanteil vergleichsweise höher. Gehalte von 60-100% des tonigen Rückstandes wurden festgestellt (Abb.: 63-72; Tab.: 12-21).

Authigene Illitbildungen konnten in feinklastischen Gesteinen im Dünnschliff nicht festgestellt werden, in Sandsteinen zeigten sie sich im Umwandlungsbereich von Feldspäten.

8.3.3 Glaukonit

Glaukonit kann nicht eindeutig von Illit differenziert werden, da sich seine Reflexlagen mit denen des Illits überlagern.

In Dünnschliffen wurde er nur in den klastisch, fluviatilen Feinsandsteinlagen des kul' (Hauptlettenkohlsandstein, Hohehaus/Rulle Formation) und km2 (Schilfsandstein, Stuttgart Gruppe) mit geringen Gehalten (<5%) festgestellt.

Charakteristisch für sein Erscheinungsbild sind grünlich gelbe, feinkörnige, z.T. kugelige Aggregate und ein deutlicher Pleochroismus der Einzelkriställchen.

Sein Auftreten ist an Feinsandsteine geknüpft, die einen erhöhten organischen Anteil aufweisen. Im Probenmaterial erscheint er häufig in Porenhohlräumen im Kontakt zu Feldspäten.

Fe-reiche Wässer und die Alkalien der Feldspäte in einem durch Pflanzenreste reduziertes chemisches Milieu schufen hier möglicherweise die Voraussetzungen für die Neubildung während der Sedimentation oder der Diagenese.

Die Probenlagen, in denen Glaukonit beobachtet wurde entsprechen faziell Stillwasserbereichen und "overbank deposits". Sie sind gekennzeichnet durch geringe Korngrößen, schlechte Sortierung, erhöhter Matrixanteil, feinlamellierte Schichtung sowie Vorkommen von Pflanzenresten und Pyrit.

Eine Verbreitung in anderen stratigraphischen Einheiten wurde nicht festgestellt. Dies dürfte auf den Mangel an organischem Material in den anderen Formationen zurückzuführen sein.

VALETON 1958, TRÖGER 1969 und MILLOT 1970 geben für die Bildung von diagenetischem Glaukonit sowohl die Möglichkeit eines reduzierenden Milieus (bakterielle Verwesung von organischen Stoffen, Pyritbildung) im Einflußbereich von alkalischen Wässern, als auch in einem insgesamt oxidierenden Milieu an. Beispiele dafür erbrachten MILLOT (1949) im französischen Lettenkohlenkeuper und DIATCHENKO & HATUNCEVA (1955) in kontinentalen Residuallagen der UdSSR.

8.3.4 Palygorskit

Im lufttrockenen Texturpräparat zeigt sich der 001-Reflex bei ca. 10.3–10.5 Å (8.5°, 2 Theta). Glykolisiert zeigt er keine Veränderungen der Peaklage. Beim Erhitzen verliert Palygorskit schon bei 200–250°C gebundenes Wasser. Bei ca. 400°C reagieren die Hydroxylgruppen im Gitter (2 OH gehen über in H₂O und O). Bei Temperaturen von 500°C zeigt Palygorskit eine Strukturveränderung durch Kontraktion. Es entsteht Palygorskit II. Die Röntgenreflexe wandern zu niedrigeren d-Werten bei ca. 10 Å (BROWN 1961).

Palygorskit hat im Gegensatz zu anderen Tonmineralen keinen plattigen Schichtaufbau, sondern setzt sich aus Fasern zusammen, die einen Filz bilden können. Die Eigenfarbe des Minerals ist weiß, grau, gelblich oder grün.

Im Bereich der Tagesaufschlüsse zeigt sich Palygorskit nur im nördlichen Harz-Vorlande (Abb.: 65; Tab.: 14). Hier tritt er in den karbonatischen Sedimenten der evaporitischen Sequenzen auf (km1: Elbrinxen Formation, Wiehengebirgs Schichten und im km4o4). Maximale Gehalte bis 16% wurden festgestellt. Der durchschnittliche Relativgehalt liegt zwischen 5–10%.

In den Bohrungen tritt Palygorskit in den gleichen stratigraphischen Niveaus auf. Zusätzlich erscheint er gehäuft im km4o1, km4u und km3o (Abb.: 66, 70, 72; Tab.: 12, 19, 21). Die durchschnittlichen Gehalte liegen hier zwischen 2–8% vergleichsweise niedriger.

Auffällig ist die eingeschränkte laterale Verbreitung des Palygorskits. Sein Vorkommen ist auf einen Teil des Beckenrandes begrenzt. Im Bereich der Hunte Schwelle sowie in distaleren Teilen des Beckens (Bohrungen D, E, F, G, H, J) konnte kein Palygorskit in den evaporitischen Sedimenten nachgewiesen werden. Erst im Aufstieg zum Fünen Hoch (nördliches Schleswig-Holstein) erscheint Palygorskit in Bohrungen in gleichen Niveaus wie am südlichen Beckenrand (Bohrungen L, M, N, O). Durch das stratigraphisch eng begrenzte Auftreten des Minerals in den Evaporitsequenzen ist eine Kennung einzelner Formationen möglich.

Dieses Mineral kann sich sowohl im Sediment im terrigenen oder lagunären Milieu, als auch unter hydrothermalen Bedingungen bilden (BROWN 1961, MILLOT 1970, CALLEN 1981). Letzteres kann für den Nordwestdeutschen Keuper weitgehend ausgeschlossen werden. Es

ist ein Tonmineral des salinaren bis hypersalinaren Milieus. Durch die Diagenese in chemischen Sedimenten kann Palygorskit bei erhöhter Evaporation und Bereitstellung von freien Mg- und Si-Ionen in alkalischen Lösungen gebildet werden.

Die eingeschränkte Verbreitung des Minerals auf einen küstennahen Saum läßt vermuten, daß die Salinitätsbedingungen im Becken zur diagenetischen Bildung nicht ausreichten. Beckenrandlich hingegen konnte er infolge höherer Salinitäten entstehen.

Infolge dieses chemischen Milieus wird das Mineral häufig von Corrensit begleitet.

Im Auslaugungsbereich ist Palygorskit instabil, besonders in Böden zerfällt er rasch und bildet sich in Montmorillonit um. Möglicherweise ist dies eine Ursache für das Fehlen des Minerals im Bereich der Tagesaufschlüsse im Osnabrücker- und im Lippischen Bergland.

Im Einflußbereich des Bramscher Plutons ist im Bereich der Bohrung C infolge der telethermalen Aufheizung Palygorskit röntgenographisch nicht nachweisbar.

8.3.5 Illit-Montmorillonit

Dieses Mixed-Layer Tonmineral setzt sich aus unterschiedlichen Stapelfolgen beider Komponenten zusammen. Nach BROWN (1961) werden drei Wechsellagerungstypen unterschieden:

1. regular : Es ist eine regelmäßige Stapelfolge zwischen Illit und Montmorillonit, deren 002-Reflexe zwischen 12.5-14 Å liegen.
2. random : Dieser Typ ist ohne feststellbare Regelmäßigkeit in der Wechsellagerungsstruktur definiert.
3. Dieser Typ baut sich aus unterschiedlich dicken Wechsellagerungen der oben genannten zwei Typen auf.

REYNOLDS & HOWER (1970) unterschieden neben oben genannten regular Typ weitere Arten des random Typs:

1. regular : s.o.
2. random a : s.o.

b : eine allevardit-artige Ordnung, die eine mit Illit unregelmäßig wechsellagernde Illit-Montmorillonit Überstruktur "superlattice" beinhaltet.

c : eine unregelmäßigen Wechsellagerung einer IMII-
Überstruktur mit Illit

Liegt der quellfähige Anteil der Wechsellagerungen zwischen 5-15%, so erscheint in der Natur überwiegend der Typ 2c. Zwischen 15-40% entwickelt sich vornehmlich Typ 2b und bei Gehalten über 40% des quellfähigen Anteils entsteht zumeist Typ 2a.

Die Ermittlung des Wechsellagerungsanteils wurde nach dem Verfahren von REYNOLDS & HOWER (1970) und RETTKE (1981) über die Position des $(002)^{10} \text{ \AA} / (003)^{17} \text{ \AA}$ Peaks und des charakteristischen Beugungsmusters bei niederen Winkeln durchgeführt.

Für Proben aus dem Bereich der Tagesaufschlüsse und in den Bohrungen erwies sich der ungeordnete Typ 2a als vorherrschend. Illit-Montmorillonit Stapelfolgen vom Typ 1 waren nur vereinzelt in Bohrungen feststellbar. Mit zunehmenden Bohrteufen zeigte sich ein Trend zu 2c Stapelfolgen, wie sie bereits durch KISCH (1983) beobachtet wurde. Mit zunehmender Versenkungstiefe zeigte sich eine Entwicklung von zunächst ungeordneten zu geordneten Stapelfolgen.

Röntgenographisch erscheint der random Reflex (002) als ausgeprägte Schulter an der Illitflanke zu höheren d-Werten. Im lufttrockenen Zustand liegt er bei ca. 8° (2 Theta), 11.0-12.3 Å. Im glykoloisierten Texturpräparat wandern die Peaklagen, je nach quellfähigem Anteil zu höheren d-Werten. Der Streubereich liegt zwischen 12.3-15.3 Å. Durch das Heizen auf 500°C dehydratisiert der Montmorillonitanteil und die Struktur sinkt auf 10 Å zusammen (SCHULZ 1964). Der 060-Reflex liegt bei 1.49-1.50 Å (THOREZ 1975).

Der Reflex der geordneten Struktur liegt im lufttrockenen Zustand bei etwa 12 Å (ca. 7.3° ; 2 Theta). Glykolisiert können Peaklagen bis 16.8 Å erreicht werden. Das Verhalten des geheizten Präparates ist identisch zum random Typ. Die Reflexlagen der b-Parameter liegen entsprechend zwischen 1.49-1.50 Å.

Die Bildung von Illit-Montmorillonit kann im Verwitterungsbereich als Transformation von Illit nach Montmorillonit angesehen werden (MILLOT 1970). Hierbei werden K-Ionen aus der Gitterstruktur durch wässrige Lösungen bereits bei geringen Temperaturen entfernt. Im umgekehrten Fall kann durch Ionenzufuhr aus

Montmorillonit während der Diagenese das Mineral gebildet werden. Bei weiterer K-Ionen Zufuhr bewirkt die Transformation Illitneubildung.

Im Bereich der Tagesaufschlüsse des Osnabrücker Berglandes erscheint Illit-Montmorillonit nur in klastischen Rhätproben mit durchschnittlichen Gehalten von 4-6%. Im Lippischen Bergland ist die Verbreitung auf das Rhät und den Unterkeuper beschränkt. Gehalte <10% treten hier sowohl in den klastischen als auch in den karbonatischen Sedimenten auf (Abb.: 63, 64). Einen deutlichen Gegensatz zu den beiden zuvor genannten Probengebieten bietet der Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes. Hier ist das Mixed-Layer Mineral in nahezu allen lithologischen Einheiten sowohl in klastischen als auch in den karbonatischen Sedimenten mit Gehalten zwischen 5-16% vertreten (Abb.: 65).

Im Bereich der Bohrungen zeigen die Proben vergleichbare Werte. In klastischen Sedimenten liegt der relative Anteil zwischen 5-15%. Karbonatische Proben weisen Gehalte von 2-17%, je nach Standort auf.

In der lateralen Verbreitung zeigen sich auch bei den Bohrungen deutliche Unterschiede. Bohrungen die im Einflußbereich des Bramscher Plutons liegen (Bohrungen B, C) zeigen deutlich geringere Gehalte an Illit-Montmorillonit als solche außerhalb des Aufheizbereichs. Im Bereich der Hunte Schwelle (Bohrungen D, E, F, G, H) sind die Illit-Montmorillonit Gehalte speziell im Rhät erhöht (Abb.: 68, 69; Tab.: 17, 18). Möglicherweise wirkt sich hier noch die fluviatile Sedimentation aus.

Andererseits könnte aber auch die Schwellensituation eine Rolle spielen, die zu günstigen chemischen Bildungsbedingungen (K-Ionen Zufuhr) während der Diagenese führte.

Im Bereich des Beckens (Bohrung K, J) erweisen sich die Illit-Montmorillonit Gehalte in den einzelnen Probenniveaus als vergleichbar (Abb.: 70, 71; Tab.: 19, 20). Dies könnte auf ein einheitliches chemisches Milieu im Becken zurückzuführen sein.

Im nördlichen Schleswig-Holstein, im Anstieg zum Fünen Hoch, nimmt der Anteil des Minerals wiederum deutlich zu. Auch hier ließe sich der Anstieg der Gehalte durch detritische Zufuhren oder durch K-Ionen Konzentrationen im Schwellenbereich erklären. Demgegenüber dominiert im Becken in vergleichbaren

stratigraphischen Niveaus eher Montmorillonit (vgl. Kap. 8.3.12).

BURST (1969) und DUNOYER de SEGONZAC (1970) stellten fest, daß Illit-Montmorillonit bei Temperaturen von 70-100°C instabil wird. Nach BROCKAMP (1979) und HELING (1979) soll dies bereits ab ca. 40°C über längere Zeiträume geschehen. Für die Proben aus dem Bereich der Plutone von Bramsche und Vlotho gewonnenen Proben erklärt dies, warum primär vorhandene Illit-Montmorillonite weitgehend in Illit umgewandelt wurden, denn die Temperatur lag dort über einen Zeitraum von ca. 1-2 Mill a (MUNDRY 1971) deutlich über 70°C (BRAUCKMANN 1984). Die durchschnittlichen Gehalte an Illit-Montmorillonit sprechen dafür (Abb.: 63, 64). Wenn dennoch das Tonmineral dort im Bereich der Tagesaufschlüsse vorhanden ist, so muß es sich um eine Verwitterungsneubildung handeln, die frühestens ab Tertiär gebildet werden konnte. Die hohen Gehalte des nördlichen Harz-Vorlandes deuten dies an. Bereits im Sediment primär vorhandenen Gehalten erklären sich dadurch, daß zusätzlich Illit-Montmorillonit durch die Verwitterung gebildet wurde.

In den Bohrungen, wo die Verwitterung wegfällt, fehlen daher Illit-Montmorillonit im Bereich des Bramscher Plutons fast ganz (Bohrung C).

Geringe Mengen im Rhät der Bohrung C (Abb.: 67, Tab.: 16) dürften sich erst nach dem thermalen Ereignis spätdiagenetisch gebildet haben. Mit zunehmendem Abstand zum Pluton Epizentrum erhöht sich Anteil des Tonminerals (Bohrung B).

8.3.6 Illit-Chlorit

Illit-Chlorit Mixed-Layer Minerale werden durch regelmäßige und unregelmäßige Stapelfolgen von Illiten und Chloriten aufgebaut. Die Röntgenreflexe im lufttrockenen Texturpräparat liegen zwischen 12.0-13.3 Å (002), je nach Illitanteil (THOREZ 1975). Mit Äthylenglykol behandelte Präparate, weisen keine Peakverlagerungen zu höheren d-Werten auf. Auch geheizte Proben zeigen unveränderte Reflexlagen.

Das Mixed-Layer Tonmineral stellt eine Übergangsphase zwischen Illit und Chlorit dar. Es kann als diagenetische Bildung angesehen werden, da das Mineral sowohl in Bohrungen als auch im

Bereich der Tagesaufschlüsse als stabile Phase vorzufinden ist. Nach MILLOT (1970) entwickelt sich das Tonmineral im Übergangsbereich von Süß- zu mehr alkalischen Wässern während der Diagenese. Dies kann sowohl frühdiaogenetisch, im Mischbereich von Fluß- und Salzwasser erfolgen, als auch spätdiaogenetisch im Porenraum der Sedimente durch eine Änderung des Porenwasserchemismus.

Illit-Chlorit wurde nur in drei Probenniveaus vorgefunden. Diese Beschränkung der Verbreitung auf den km₂, ko,u und ko,m erlauben eine Kennung der Schichtglieder anhand des Minerals.

Im km₂ von Vlotho ist es in den mächtigen Channelablagerungen mit Gehalten bis 60% vertreten. Im nördlichen Harz-Vorland weisen die Rinnensedimente des ko,m Gehalte bis 17% auf (Abb.: 64, 65).

Im Bereich der Bohrung B (Abb.: 66) ist Illit-Chlorit mit ca. 5% in klastischen Sedimenten des ko,m eingelagert und im Bereich der Hunte Schwelle (Bohrung H) erscheint es in Mergeln des ko,u (ca. 3%). Das Auftreten des Minerals scheint an Schichtgruppen mit erhöhten Porositäten bzw. Permeabilitäten gebunden zu sein.

Im Süddeutschen Keuper wurde Illit-Chlorit ebenfalls in fluviatilen Sedimenten (Burgsandstein) beobachtet. Dort tritt das Mineral im Kontakt zwischen gut wasserführenden Dolomitlagen und unterlagernden, wasserstauenden, dolomitischen Mergeln auf (LEWANDOWSKI 1982).

8.3.7 Chlorit

Die 14 Å Mineralgruppe unterscheidet sich durch den Einbau verschiedener Metallkationen und deren unterschiedliche Mischungsverhältnisse (VELDE 1977, WEAVER & POLLARD 1975). Im Texturdiagramm erscheint der 001-Reflex zwischen 14.0-14.3 Å, 6.3-6.1° (2 Theta). Durch Glykolisieren und Erhitzen des Minerals werden keine Peakverlagerungen bewirkt. Jedoch tritt eine Intensitätsverschiebung der konstanten Reflexlagen bei ca. 500°C auf. Der 002-Reflex wird deutlich reduziert und der 001-Reflex verstärkt (JASMUND 1955, WARSHAW & ROY 1961, SCHULZ 1964). Der 060-Reflex liegt zwischen 1.49-1.55 Å.

Chlorite zeigen sich in der Verwitterung als relativ stabil. Erst bei hohen H⁺-Ionenkonzentrationen zerfallen sie. Dabei gehen sie

in Vermiculite oder Montmorillonite bzw. deren Mixed-Layer Minerale über. Bei weiterer Kationenabfuhr kann Chlorit schließlich in Montmorillonit umgewandelt werden. Dieser Prozess ist in jedem Stadium durch Ionenzufuhr reversibel.

Neben Illit tritt Chlorit anteilig deutlich zurück. Jedoch können in den fluviatilen Abschnitten partiell Gehalte bis 71% auftreten. In den evaporitischen Folgen ist der Anteil durchschnittlich geringer.

Im Bereich der Tagesaufschlüsse, am südlichen Beckenrand, zeigen sich im Osnabrücker- und im Lippischen Bergland in allen stratigraphischen Einheiten hohe Chloritgehalte. Dieser Trend setzt sich in den im Becken platzierten Bohrungen (B, C, K) fort. Die durchschnittlichen Gehalte liegen hier zwischen 20-40% (Abb.: 63, 64, 66, 67, 70; Tab.: 12, 13, 15, 16, 19).

Das Gebiet der Hunte Schwelle (Bohrungen D, E, F, G, H) zeigt in den Proben vergleichsweise niedrigere Gehalte (9-28%; Abb.: 68, 69; Tab.: 17, 18).

Am niedrigsten sind sie im Probenbereich des nördlichen Harz-Vorlandes und in den im Becken gelegenen Bohrung J. Der Anteil liegt durchschnittlich zwischen 2-20% (Abb.: 65, 71; Tab.: 14, 20).

Diese Unterschiede in der lateralen Chloritverbreitung lassen sich unter Einbeziehung der Schwermineralbefunde (Kap. 6.3) möglicherweise durch Schüttungsunterschiede erklären. Die Zulieferung detritischen Chlorits dürfte demnach beckenrandlich erhöht und im Becken, infolge nachlassender Intensitäten, geringer sein. Speziell in den fluviatil geprägten Ablagerungen des ku1 und ku1' könnte dies die erhöhten Gehalte im Bereich der Hessischen Senke und im Osnabrücker Bergland durch Schüttungen von der Böhmisches Masse erklären. Eingelagerte Mergel dieser Folgen weisen niedrigere Chloritgehalte infolge nachlassender Zulieferungen auf. Im Bereich der Bohrungen B, C und K sowie im Bereich des Osnabrücker Berglandes stehen die Rheinische Masse und die Holländische Plattform als mögliche Liefergebiete zur Verfügung.

Während des ku macht sich die Hochlage der Hunte Schwelle bereits deutlich bemerkbar. Hier wurde gegenüber benachbarten Bohrungen des Beckens vergleichsweise weniger Chlorit in den Sedimenten

eingelagert.

Im nördlichen Schleswig-Holstein (Bohrungen L, M, N, O) deuten die Chloritgehalte, die mit denen des distaleren Beckens vergleichbar sind, auf verhaltene Schüttungen während des ku hin.

Im km2 des gesamten Arbeitsgebietes sind die Chloritgehalte mit ca. 30-50% in den Channelablagerungen und mit ca. 10-30% im Bereich der Osnabrück Formation (Silte-Mergel, Stillwasserablagerungen) vertreten. Innerhalb dieser Formation zeigen sich keine deutliche Tendenzen.

Im ko weisen die klastischen Sedimente wiederum Unterschiede in der lateralen Verbreitung auf. Nahe dem Liefergebiet der Böhmisches Masse und im Verlauf der Haupttransportrichtungen am südlichen Beckenrand und der Hessischen Senke sind die Chloritgehalte erhöht (max. 50%). Demgegenüber erscheinen sie im distaleren Becken und im Anstieg zum Fünen Hoch niedriger (max. 28%). Mergelproben dieser Sequenz enthalten je nach Lokalität entsprechend geringere Chloritanteile (max. 29%).

Die Chloritgehalte der evaporitisch geprägten Sequenzen liegen durchschnittlich niedriger. Im ku2 variieren die Gehalte zwischen 10-40%, im km1 zwischen 5-30%, im km3 zwischen 5-40% und im km4 zwischen 5-30%.

Lateral zeichnen sich in diesen Folgen, vergleichbar mit den fluviatilen Sequenzen, erhöhte Gehalte am Beckenrand ab. Im Bereich der Hunte Schwelle, im distaleren Becken und im Anstieg zum Fünen Hoch liegen die durchschnittlichen Chloritgehalte niedriger (9-17%). Auch in den evaporitischen Sequenzen zeigt sich dadurch eine von den Liefergebieten abhängige Chloritverteilung (vgl. Kap. 6.3; Abb.: 41-49; 63-72; Tab.: 12-21).

Für die Kennung lithologischer Gruppen eignet sich Chlorit zur groben Differenzierung zwischen fluviatilen und evaporitischen Sequenzen. Eine feinere Gliederung in Formationen kann nur im Zusammenhang mit anderen Tonmineralkomponenten durchgeführt werden.

8.3.8 Chlorit-Swelling Chlorit

Die Röntgenreflexe von Chlorit-Swelling Chlorit erscheinen im lufttrockenem Texturdiagramm bei 14.1-15 Å (002). Je nach quellfähigem Anteil können die Peaklagen durch Glykolbehandlung d-Werte bis 16.8 Å erreichen. Erst durch das Heizen der Proben auf 500°C ist eine Unterscheidung gegenüber Montmorilloniten und Chlorit-Montmorillonit möglich. Der Chlorit-Swelling Chlorit 002-Reflex geht bei dieser Temperatur auf 14 Å zurück (LUCAS 1962, LIPPMANN 1976).

Chlorit-Swelling Chlorit tritt im Probenmaterial des Lippischen Berglandes in den evaporitischen Abschnitten des km1 (in den Bereichen der Kötterberg- und Mönchsberg Bank) und im km3 (Bereich Isenberg Horizont) auf. Hier erreicht das Mineral anteilig bis 18%. Im Osnabrücker Bergland tritt Chlorit-Swelling Chlorit im km1 des Brosterberg Horizontes auf. Im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes und in den Bohrungen wurde das Mineral nicht beobachtet (Abb.: 63, 64).

Nach MILLOT 1970 und KISCH 1983 ist das Mineral als Übergangsphase von Chlorit nach Corrensit anzusehen. Die Entwicklung kann sowohl im Verwitterungsbereich, durch Ionenabfuhr, als auch im Diagenesestadium durch migrierende alkalische Porenlösungen stattfinden (MARTIN-VIVALDI & Mc EWAN 1957, MARTIN-VIVALDI & RODRIGUEZ-CALLEGO 1961, SUTHERLAND & Mc EWAN 1962, ROESLER et al. 1976).

Durch seine Verbreitung im Bereich poröserer Dolomit Horizonte des km1 und km3 kann das Mineral zur lithologischen Kennung herangezogen werden.

8.3.9 Chlorit-Vermiculit

Das Mixed-Layer Mineral zeigt seinen 002-Reflex bei ca. 14.5 Å im lufttrockenen Zustand. Glykolisiert kann es durch den vermiculitischen Anteil in geringem Maße zu höheren d-Werten aufquellen. Im geheizten Zustand, bei 500°C liegt der Reflex zwischen 12.0-12.5 Å (002). Durch zusätzliche Kationenaustauschversuche an ausgewählten Proben konnte Chlorit-Vermiculit eindeutig nachgewiesen werden (THOREZ 1975, MASSONNE & RIEDEL 1983).

Chlorit-Vermiculit ist nur beckenrandlich im Probenmaterial der Tagesaufschlüsse festzustellen. Er ist in allen Gesteinstypen nachzuweisen. Gehalte bis 65% können in den porösen, fluviatilen Rinnensedimenten erreicht werden. Der Durchschnitt liegt bei ca. 20%. In den karbonatischen Proben der evaporitischen Sequenzen liegt der Anteil deutlich niedriger (ca. 10%).

Dieses Mineral bildet sich als Abbauprodukt von Chlorit nach Vermiculit durch Abfuhr von Kationen in einem sauren Milieu (MILLOT 1970). Dies trifft für den Verwitterungsbereich bei der Bodenbildung zu. Bei der Diagenese kann dies durch vadose saure Wässer hervorgerufen werden. Letzteres dürfte hier weitgehend auszuschließen sein, da in den Bohrungen das Mineral nicht nachgewiesen wurde.

Lithologisch markiert dieses Tonmineral Verwitterungszonen. Zur Kennung einzelner Schichtgruppen kann es nicht herangezogen werden.

In den Abb.: 63-65 wurde das Mineral nicht gesondert aufgeführt, sondern zum Chlorit gerechnet, um den ursprünglichen Chloritanteil im Bezug zu den Bohrungen festzustellen.

8.3.10 Vermiculit

Das 14 Å Tonmineral hat seinen 001-Reflex im lufttrockenen Zustand zwischen 14.0-14.5 Å. Glykolisiert zeigt Vermiculit keine oder nur geringe d-Wertzunahmen. Im geheizten Präparat (bei 375°C) wandert sein 001-Reflex auf 10-12.3 Å zurück. Bei 500°C liegt der Peak bei 10 Å. Der 060-Reflex erscheint bei 1.52-1.54 Å. Vermiculit tritt nur im Probenmaterial der Tagesaufschlüsse am südlichen Beckenrand in Erscheinung. In Bohrungen wurde er nicht beobachtet. Das Mineral ist sowohl in klastischen als auch in karbonatischen Sedimenten nachgewiesen worden. Vermiculit wurde in Proben des Osnabrücker Berglandes und des nördlichen Harz-Vorlandes mit Gehalten bis max. 47% beobachtet. Die durchschnittlichen Anteile liegen je nach Probenmaterial bei ca. 5%.

Er ist als Verwitterungsprodukt im Bereich der Bodenbildung anzusehen (BROWN 1961, MILLOT 1970, KITTRICK 1973, VERSTRAATEN 1980). Hierbei kann das Ausgangsprodukt u.a. Chlorit gewesen sein. Migrierende vadose Wässer tragen zur Abfuhr von Metallkationen

bei und bilden über die Zwischenstufe Chlorit-Vermiculit schließlich Vermiculit.

Das Mineral kann zur Kennung lithologischer Einheiten nicht herangezogen werden. Es ist ein Indikator für Verwitterungszonen mit höherer Durchfeuchtung.

In den Abb.: 63-65 wurde Vermiculit nicht gesondert aufgeführt, sondern zum Chlorit gerechnet, um den ursprünglichen Chloitanteil in den Tagesaufschlüssen gegenüber den Bohrungen festzustellen.

8.3.11 Chlorit-Montmorillonit (Corrensit)

Das Mixed-Layer Mineral hat im lufttrockenen Zustand seinen 001-Reflex bei ca. 28.3 Å. Der 002-Reflex liegt bei 14.2-14.7 Å. Nach der Glykolbehandlung erscheinen diese Reflexe bei 32-33 Å (001) bzw. bei ca. 16.5 Å (002). Nach dem Erhitzen auf 500°C liegt der 002-Reflex zwischen 12.5-13.8 Å. Der 060-Peak erscheint bei 1.50 Å (THOREZ 1975).

LIPPMANN (1954) schlug vor, dieses Wechsellagerungstonmineral CORRENSIT zu nennen. In der Folgezeit wurden Chlorit-Swelling Chlorit und auch Chlorit-Vermiculit (TRÖGER 1969) ebenfalls als Corrensit bezeichnet. KULKE (1967) und RÖSNER et al. (1976) gebrauchten die Bezeichnung für die Al-Chlorit-Montmorillonit Wechsellagerung (Tosudit).

In dieser Arbeit wird Corrensit nur für das Mg-Chlorit-Montmorillonit Tonmineral verwendet.

Durch den 060-Reflex konnte im Röntgendiagramm zwischen Corrensit und Tosudit nicht unterschieden werden, da mehrere Komponenten in den Präparaten enthalten sind und auch auftretender Quarz Tonmineralreflexe störend überlagert. Erst durch die zusätzliche Röntgenfluoreszenzanalyse und die Bestimmung der Chloritspezies (vgl. Kap. 8.8), war es indirekt möglich auf den chemischen Charakter des Tonminerals zu schließen. Da es sich um ein Mg-betontes Milieu handelt, in dem dieses Mineral enthalten ist (Evaporitsequenz), ist anzunehmen, daß das Tonmineral bei vorgegebenen Chemismus Corrensit ist.

Corrensit aus Rötsedimenten Göttingens wurde von LIPPMANN (1956) als Verwitterungsbildung aus Chloriten angesehen. ECHLE (1961) nimmt dagegen für vergleichbare Keupersedimente des km3 und km4

dieses Raumes eine diagenetische Bildung an. Heute wird Corrensit als Transformationsprodukt zwischen den Endgliedern Montmorillonit und Chlorit angesehen (MILLOT 1970, KÜBLER 1973, SALGER 1973, KISCH 1983). Danach kann Corrensit sowohl frühdia-genetisch, im hypersalinaren Milieu, als auch bei zunehmender Versenkungsdiagenese entstehen. KÜBLER (1973) gibt dafür Temperaturen von ca. 90°C für normale Versenkungsbereiche, 150°C in inaktiven und ca. 200°C in einem aktiven Hydrothermalgebiet, bei geringen Drucken, an. In Bereichen der Anchizone soll Corrensit nur selten verbreitet sein (KISCH 1983). Für KÜBLER (1973) gilt Corrensit als Indikatormineral für mittlere bis hohe Diagenesestufen in einem Mg-reichen Environment.

Definiert man den Bereich der Anchizone sensu ESQUEVIN (1969) der durch einen Bereich der relativen Halbwertsbreiten der Illitkristallinitäten (Illit Hb.rel) von ca. 220-140 umfaßt (vgl. Kap. 8.6, 8.7), so zeigt sich für den Keuper, daß die von KÜBLER festgestellte Abhängigkeit nicht zutrifft.

Im Bereich der Plutone von Bramsche und Vlotho enthält das Probenmaterial dieser Diagenesestufe Corrensit. Erst im Bereich der Epizone (Bohrung C; Illit Hb.rel < 140) erwies sich das Probenmaterial als corrensitfrei. Diese Beobachtung dürfte mit dem von ECKHARDT (1958) festgestellten Corrensitvorkommen in Liastonen der "Vehrter Schwarzen Kreide", nördöstlich Osnabrück, im Einflußgebiet des Bramscher Plutons korrespondieren. Daher ist eine frühe, an hypersalines Environment geknüpfte Bildung des Minerals im Keuper vorzuziehen, zudem die Probenbereiche mit Illit Hb.rel > 300 (nördliches Harz-Vorland, Schleswig-Holstein) bei maximaler Überdeckung von ca. 1000 m (ZIEGLER 1982) kaum die erforderliche Temperatur von 90°C erfahren haben dürften.

Hohe Mg-Konzentrationen durch Eindampfung bei semiariden Klimaten (Bildung von Sulfat- und Steinsalzlagern) ermöglichte wohl primär die Corrensitbildung (SALGER 1959, RICHTER et al. 1980, RICHTER 1985).

Eine spätdiagenetische Entwicklung im Porenraum durch migrierende Mg-reiche Lösungen wäre denkbar, dagegen spricht allerdings die Feinkörnigkeit und die sehr geringe Porösität der evaporitischen Mergel.

Eine Bildung im Verwitterungsbereich kann weitgehend

ausgeschlossen werden, da Corrensit sowohl in Proben der Tagesaufschlüsse als auch in den Bohrungen mit ähnlichen Gehalten (Abb.: 63-72; Tab.: 12-21) verbreitet ist.

Corrensit tritt im Keuperprofil in den karbonatischen Sedimenten des ku2, km1, km3 und km4 auf (Evaporitsequenz). In den lagunären bis lacustrinen Mergeln des oberen ku1 und km2 wurde das Mineral nur vereinzelt festgestellt. Hier sind die Gehalte (<8%) relativ niedrig.

In der lithologischen Folge der Evaporitsequenz beginnt die Corrensitbildung mit dem Einsatz des ku2. Gehalte <7% wurden festgestellt. Im km1 nehmen die Corrensitgehalte im Niveau der Löwendorf Schichten zu (bis 10%). Sie erreichen ein erstes Maximum im Bereich der Elbrinxen Schichten (bis 15%). Ein weiteres Maximum wird im höheren km1, im Niveau der Mönchsberg- und Hummerser Schichten erreicht (bis 39 %). Diese Maxima werden durch Sulfat- und Steinsalzablagerungen sowie von Palygorskitbildungen begleitet. Im km3 deutet sich eine Zunahme des Corrensitgehaltes zum Hangenden der Formation an (Köllergrund-, Friedland-Glied). Im unteren km4 sind die Corrensitgehalte durchschnittlich erhöht (bis 20%), nehmen dagegen im oberen km4 ab (<6%). Vielfach ist das Mineral im km4o4 nicht mehr, oder nur in geringen Anteilen (2%) vertreten.

Dieser markante Wechsel an der Grenze zwischen km4u zu km4o in der Corrensitverteilung, deutet möglicherweise bereits eine Klimaveränderung an, die das Environment des Rhäts bestimmt.

In der lateralen Corrensitverbreitung erweisen sich die Bereiche des südlichen Beckenrandes sowie der Hunte Schwelle (Bohrungen D, E, F, G, H) als Zonen erhöhter Corrensitbildung. Im distaleren Becken (Bohrungen B, K, L, M, N, O) nehmen die Gehalte dem gegenüber deutlich ab. Möglicherweise ist der Unterschied zwischen den beiden Bereichen durch die Schwellensituation begründet. Erhöhte Mg-Konzentrationen konnten hier infolge erhöhter Evaporation, bei nur geringem Wasseraustausch angereichert werden.

Auffälligerweise zeigen die Corrensitgehalte des km1 (Bohrung J) im Becken erhöhte Werte (bis 39%, Hummerser Schichten). Dies läßt vermuten, daß möglicherweise infolge der erhöhten Evaporation während dieser Zeit die Ausdehnung der Hunte Schwelle auch diesen

Bereich erfaßte. Im Niveau der höheren Evaporitsequenz (km3, km4) wiederholt sich dieses Phänomen nicht.

Durch das eingeschränkte Auftreten von Corrensit in evaporitischen Sedimenten und der in einzelnen Formationen festgestellten spezifischen Verteilung, eignet sich das Mineral zur Kennung lithologischer Bereiche.

8.3.12 Montmorillonit

Im lufttrockenen Zustand zeigen Montmorillonite Reflexe zwischen 11.8–15.8 Å (001). Diese Schwankungsbreite wird durch den unbegrenzten Austausch von Al gegen Fe^{3+} hervorgerufen. Weiterhin kann Na gegen Ca und Mg durch K ersetzt werden (TRÖGER 1969, BROWN 1961). Durch Glykolisieren wandern die Reflexlagen bis maximal 17 Å. Beim Erhitzen auf 500°C wird das Gitter dehydratisiert und der 001-Reflex erscheint bei 10 Å. Der 060-Reflex für Montmorillonite liegt zwischen 1.49–1.53 Å.

Montmorillonit ist bei der Verwitterung und im Auslaugungsbereich instabil. Bei niederen Temperaturen, unter dem Einfluß von alkalischen Wässern wird er über Vermiculit in Illit umgewandelt. Bei der Diagenese hat er die Eigenschaft K- und Mg-Ionen zu fixieren. Dadurch wandelt er sich in Illit oder Chlorit um. Durch die gegenläufige Tonmineraltransformation kann sich aus Vermiculit, Chlorit und Illit direkt Montmorillonit bilden.

Proben aus Tagesaufschlüssen weisen nahezu gleiche Gehalte wie Bohrungsproben auf. Der durchschnittliche Anteil liegt zwischen 2–5%. Erhöhte Gehalte zeigen sich meist in den klastischen, fluviatilen Sedimenten (max. 73%, Bohrung J, ko.o).

In karbonatischen Lagen sind die Gehalte vielfach deutlich niedriger (Abb.: 63–72; Tab.: 12–21).

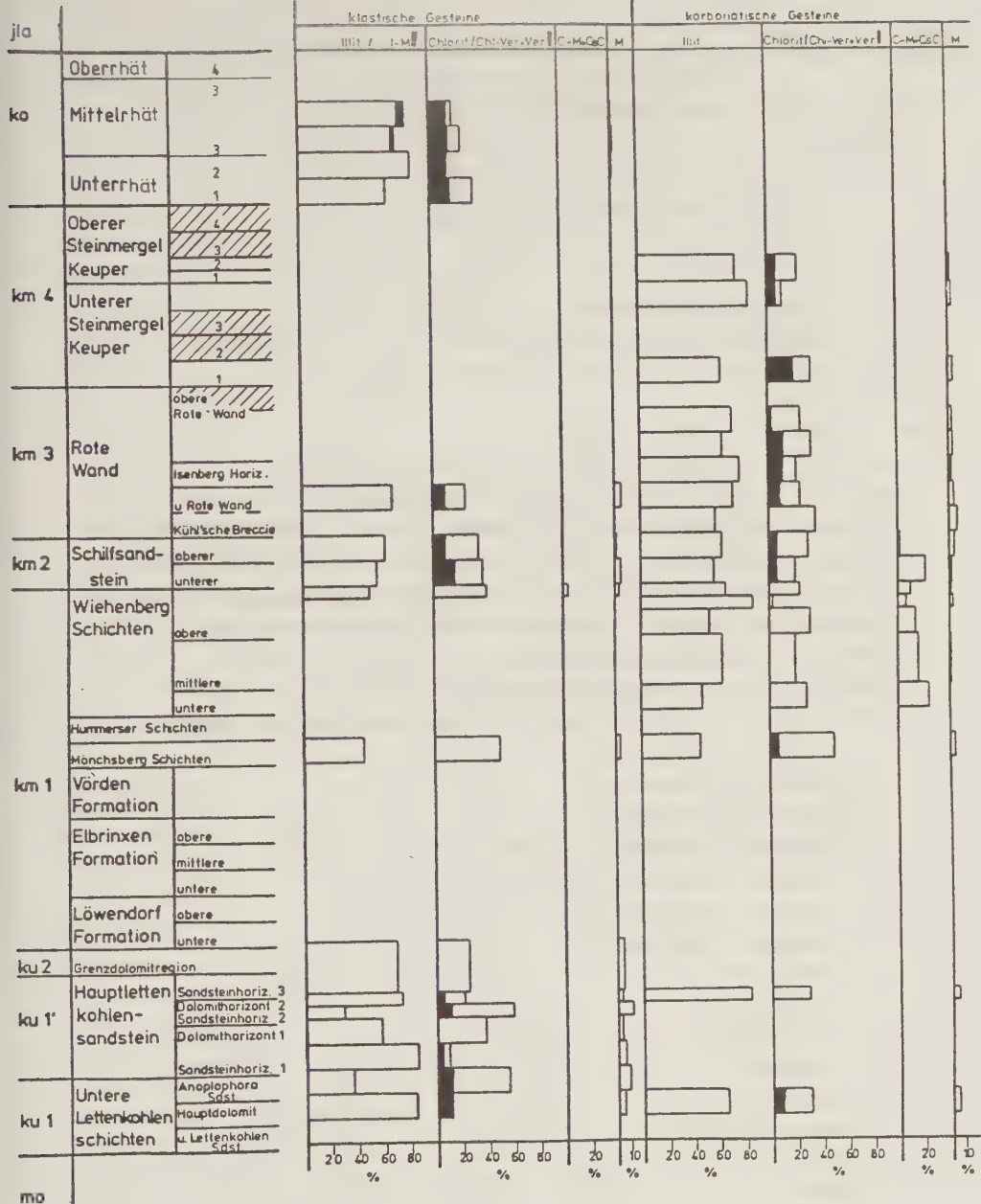
In der lateralen Verbreitung hebt sich der Bereich des distaleren Beckens (Bohrungen J, L, M, N, O) durch erhöhte Montmorillonitgehalte deutlich gegenüber Proben des südlichen Beckenrandes und dem Bereich der Hunte Schwelle ab.

Da keine größeren Differenzen zwischen den Gehalten von Proben aus Tagesaufschlüssen gegenüber den beckenrandlich gelegenen Bohrungen bestehen, kann man Montmorillonitbildung durch jüngere Verwitterungseinflüsse weitgehend ausschließen.

Auffällig ist der hohe Montmorillonitgehalt in den Bohrungen des distaleren Beckens (vgl. Kap. 8.3.5). Extrema zeigen sich hier besonders im Rhät. Vergleicht man diese Gehalte mit denen des nördlichen Harz-Vorlandes, so dürften hier verstärkt Diagenese-einflüsse gewirkt haben.

Gegenüber thermischen Einflüssen zeigt sich Montmorillonit als instabil. Dies kommt besonders deutlich im Bereich der Bohrung C (Bramscher Pluton) zu Ausdruck. In der gesamten Schichtfolge ist kein Montmorillonit, mit Ausnahme des ko.u (3%), enthalten. Infolge der telethermalen Wirkung des Plutons dürfte sich das Mineral in Illit umgewandelt haben. Die erhöhten Illitgehalte der Bohrung sprechen dafür. Wenn dennoch Montmorillonit im ko.u beobachtet wurde, so kann es sich nur diagenetisch nach dem Thermalereignis gebildet haben. Entsprechendes müßte sich im Zentralbereich des Vlothoer Plutons ereignet haben. Wenn dennoch Montmorillonit in den Tagesaufschlußproben vorhanden ist, so kann es sich frühestens ab Tertiär neugebildet haben.

Anhand der schwerpunktartigen Verteilung der Montmorillonitmaxima in den klastischen, fluviatilen Abschnitten, sowie lokal ab km4o2 im Becken, kann das Mineral eingeschränkt zur Kennung lithologischer Folgen genutzt werden.



Schichtglied bei
Osnabrück nicht ausgebildet

Abb.:63 Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzungen im Keuper für den Probenbereich Osnabrücker Bergland (Fraktion $< 2 \mu m$). I-M= Illit-Montmorillonit, Chl-Ver= Chlorit-Vermiculit, C-M= Chlorit-Montmorillonit (Corrensit), C-S= Chlorit-Swelling Chlorit, M= Montmorillonit. Nomenklatur hier sensu DUCHROW 1968.

Erläuterungen

=====

I	= Illit
I-M	= Illit-Montmorillonit
I-C	= Illit-Chlorit
C	= Chlorit
CsC	= Chlorit-swelling Chlorit
Co	= Corrensit (Chlorit-Montmorillonit)
P	= Palygorskit
K	= Kaolinit
M	= Montmorillonit

Indezzahlen geben die durchschnittlichen %-Gehalte an.

Die Gehalte von Montmorillonit(1), Vermiculit(2), Chlorit-Vermiculit(2) und Illit-Montmorillonit(1) wurden in den Tabellen der Aufschlüsse des südlichen Beckenrandes (Osnabrücker Bergland, Lipperbergland und nördliches Harz-Vorland) infolge der Verwitterungswirkung zum Illit(1) und Chlorit(2) zugerechnet.

In den untersuchten Bohrungen werden Illit-Montmorillonit und Montmorillonit als diagenetische Bildungen angesehen und aufgelistet.

W	= Wiehenberg Schichten
H	= Hummensen Schichten
M	= Mönchsberg Schichten
V	= Vördener Schichten
E	= Elbrinxen Schichten
L	= Löwendorf Schichten
HD	= Hauptdolomit

Env.	= Environment
F	= fluviatil
L	= lacustrin
Ev	= evaporitisch
B	= brackisch
M	= marin

Zahlenangaben im km⁴ und km¹ beziehen sich auf die stratigraphische Gliederung nach DUCHROW (1968) (vgl. Abb.: 6). Zahlenangaben im ko bedeuten: 4 = Meiborssen-, Ottenstein-Glied

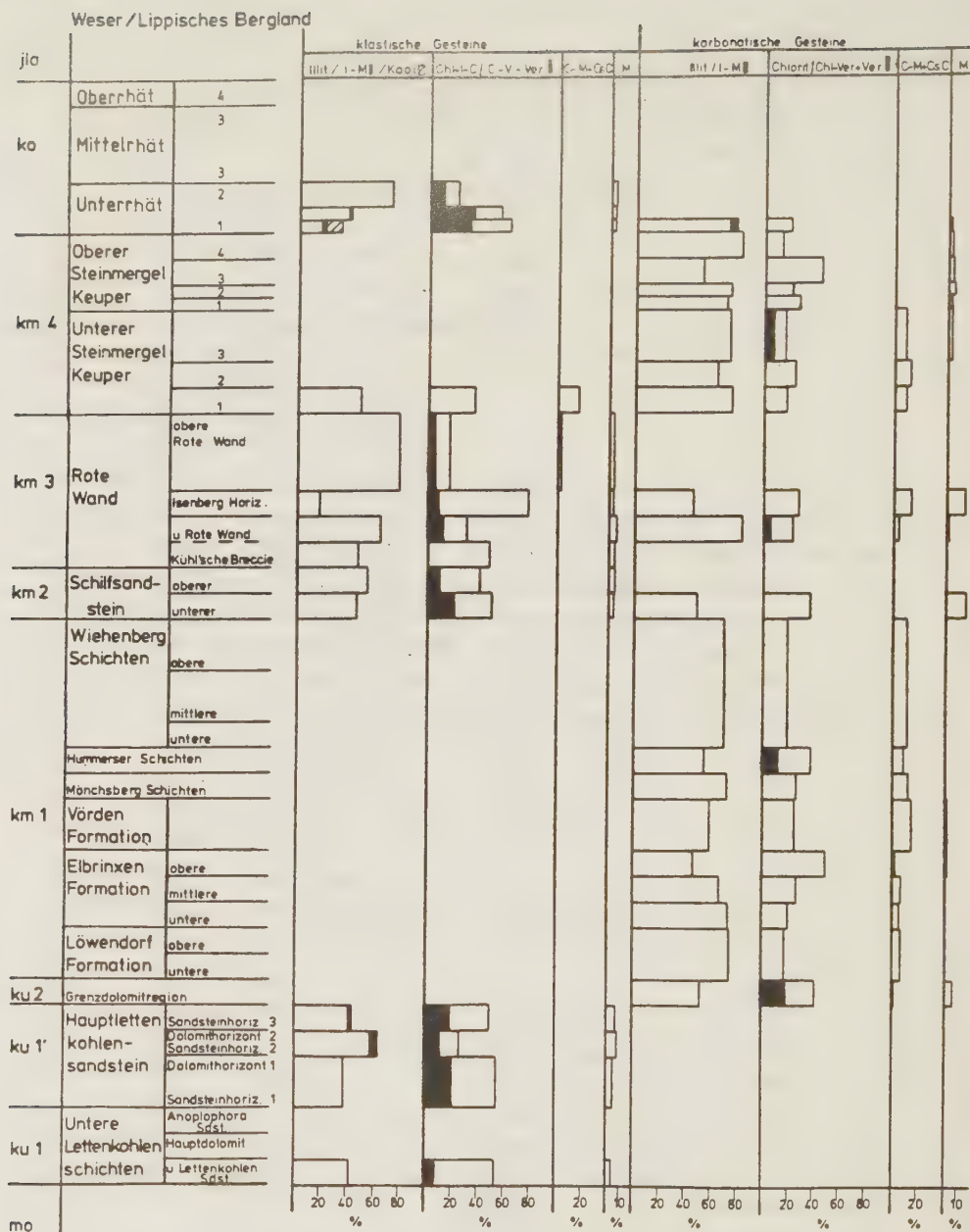
3 = Holtrup-, Deesberg-Glied

2 = Bürgerhof-Glied

1 = Herford-Glied

Tabelle zur durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich des Osnabrücker Berglandes ohne Berücksichtigung
der Verwitterungstonminerale

		Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
	o	---	---	---	M-B
ko	m	---	I ₈₀ C ₂₀	---	M-B
	u	I ₇₀ C ₃₀	I ₈₀ C ₂₀	---	F
	4	---	---	---	Ev
	3	---	---	---	Ev
	2	---	---	I ₆₅ C ₃₀	Ev
km4 o	1	---	---	I ₆₅ C ₃₀	Ev
	3	---	---	I ₈₀ C ₁₅	Ev
	2	---	---	---	Ev
km4 u	1	---	---	I ₆₀ C ₃₀	Ev
	o	---	---	I ₇₀ C ₂₅	Ev
Isenbg.		---	---	I ₇₀ C ₃₀	Ev
km3	u	---	I ₇₀ C ₂₅	I ₇₀ C ₂₅	Ev
	o	I ₆₀ C ₃₅	I ₇₀ C ₂₅	I ₇₀ C ₂₀ C _o 10	F-L
km2	u	I ₆₅ C ₃₅	I ₆₅ C ₃₀	---	F
	W	---	I ₅₀ C ₂₅ C _o 5	I ₇₀ C ₁₀ C _o 5	Ev
	H	---	---	---	Ev
	M	I ₃₀ C ₆₀	I ₄₀ C ₆₀	I ₄₀ C ₆₀	Ev
	V	---	---	---	Ev
	E	---	---	---	Ev
	L	---	---	---	Ev
ku2		---	I ₇₀ C ₂₅	---	Ev
	3	I ₈₀ C ₁₅	I ₇₀ C ₂₅	---	F-L-B
	2	I ₅₅ C ₄₀	I ₅₀ C ₃₀	---	F-L-B
ku1	1	---	I ₈₀ C ₁₀	---	F-L-B
	HD	---	---	I ₇₀ C ₂₀	L-B
ku1		I ₅₀ C ₅₀	I ₇₀ C ₂₀	I ₇₀ C ₂₀	F-L-B



Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzungen im Probenbereich Weser/Lippisches Bergland (Fraktion $< 2\mu\text{m}$).
Abkürzungen siehe Erläuterungen.

Tabelle der durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich des Lippischen Berglandes ohne Berücksichtigung
der Verwitterungstonminerale

		Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
ko	o	---	---	---	F-B
	m	I ₆₀ C ₃₅	I ₈₀ C ₂₀	---	F-B
	u	K ₃₀ I ₂₀ C ₅₀	---	---	F-B
km4	4	---	---	I ₈₀ C ₂₀	Ev
	3	---	---	I ₅₀ C ₄₅	Ev
	2	---	---	I ₇₅ C ₂₀	Ev
	o 1	---	---	I ₇₀ C ₃₀	Ev
	3	---	---	I ₇₀ C ₂₀ Co ₁₀	Ev
	2	---	---	I ₆₀ C ₂₅ Co ₁₀	Ev
	u 1	---	I ₄₀ C ₄₀ Co ₂₀	I ₆₅ C ₂₀ Co ₁₅	Ev
Isenbg.	o	---	I ₇₅ C ₂₀ CsC ₅	---	Ev
	---	---	I ₂₅ C ₇₀ CsC ₁₀	I ₅₀ C ₃₀ CsC ₁₀	Ev
	u	---	I ₇₀ C ₃₀	I ₇₀ C ₂₀ CsC ₁₀	Ev
km2	o	I ₄₀ I-C ₂₀ C ₄₀	I ₆₅ C ₃₅	I ₆₅ C ₃₅	F-L
	u	I ₄₀ I-C ₃₀ C ₃₀	I ₅₀ C ₅₀	---	F
km1	W	---	---	I ₇₀ C ₂₀ Co ₁₀	Ev
	H	---	---	I ₆₀ C ₃₀ Co ₁₀	Ev
	M	---	---	I ₆₀ C ₂₅ Co ₁₅	Ev
	V	---	---	I ₇₀ C ₁₀ Co ₂₀	Ev
	E	---	---	I ₄₀ C ₅₀ Co ₁₀	Ev
	L	---	I ₇₀ C ₂₀ Co ₁₀	I ₇₀ C ₂₀ Co ₁₀	Ev
	---	---	---	---	---
ku2	---	---	---	I ₅₅ C ₄₀ Co ₅	Ev
ku1'	3	I ₄₀ C ₅₅	I ₅₀ C ₄₅	---	F-L-B
	2	I ₆₀ C ₃₅	I ₆₀ C ₃₅	---	F-L-B
	1	I ₄₀ C ₅₅	I ₅₀ C ₄₅	I ₃₀ C ₆₅	F-L-B
ku1	HD	---	---	---	L-B
	---	I ₄₀ C ₅₅	I ₄₀ C ₆₀	---	F-L-B

Tab.: 13

nördliches Harz-Vorland

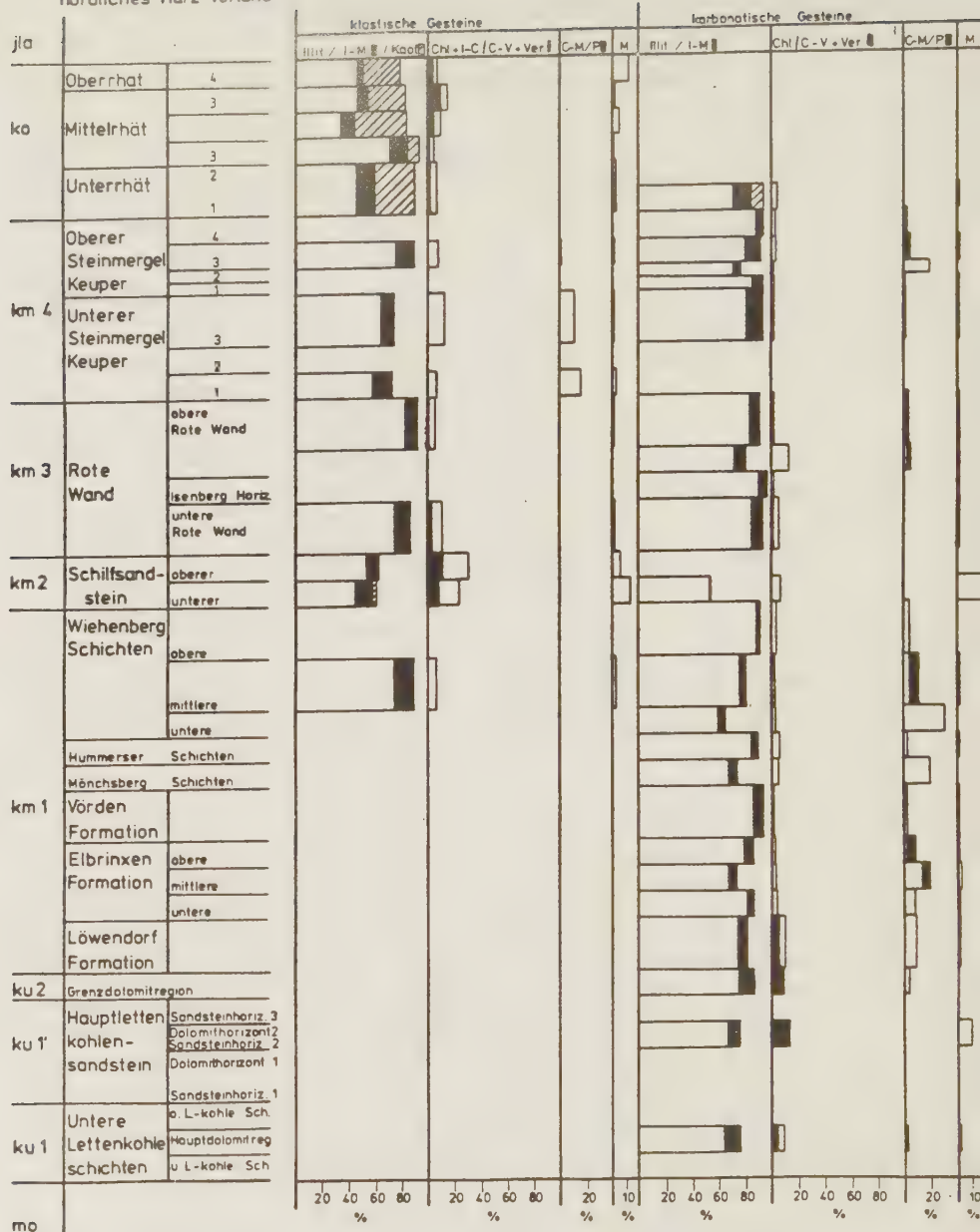


Abb.:65 Durchschnittliche Tonmineralverteilung im Probenbereich nördliches Harz-Vorland (Fraktion < 2 µm). Abkürzungen siehe Erläuterungen.

Tabelle der durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes ohne Berücksichtigung
der Verwitterungstonminerale

	Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
ko	o $K_{30}I_{40}C_{20}$	$K_{30}I_{40}C_{20}$	---	F-B
	m $K_{30}I_{40}C_{30}$	$K_{10}I_{60}C_{10}$	---	F-B
	u $K_{30}I_{50}C_{20}$	$K_5I_{80}C_{15}$	---	F-B
km4 o	4 ---	---	$I_{90}C_5Co_5$	Ev
	3 ---	---	$I_{75}C_{10}Co_5P_5$	Ev
	2 ---	---	$I_{70}C_5Co_{25}$	Ev
	1 ---	---	$I_{85}C_5Co_{10}$	Ev
	3 ---	---	$I_{70}C_{15}Co_{10}$	Ev
	2 ---	---	I_{90}	Ev
km4 u	1 ---	$I_{60}C_{10}Co_{20}$	---	Ev
Isenbg.	o ---	---	$I_{75}C_5$	Ev
	---	---	$I_{90}C_5$	Ev
km3	u ---	$I_{75}C_{10}$	$I_{85}C_{10}$	Ev
km2	o $I_{50}C_{30}$	---	---	F-L
	u $I_{40}C_{30}$	---	---	F
km1	W ---	---	$I_{75}C_5Co_{10}P_{10}$	Ev
	H ---	---	$I_{85}C_5Co_5$	Ev
	M ---	---	$I_{70}C_5Co_{20}$	Ev
	V ---	---	$I_{85}C_5Co_5$	Ev
	E ---	---	$I_{80}C_5Co_5P_{10}$	Ev
	L ---	---	$I_{75}C_{10}Co_{10}$	Ev
	---	---	---	---
ku2	---	---	$I_{75}C_{10}Co_5$	Ev
ku1'	3 ---	---	---	F-L-B
	2 ---	---	$I_{70}C_{20}$	F-L-B
	1 ---	---	---	F-L-B
ku1	HD ---	---	$I_{80}C_{10}Co_5$	L-B
	---	---	---	F-L-B

Tab.: 14

240

Tabelle zur durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich der Bohrung B (westliches Becken)

		Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
ko	o	K ₆ I ₄₉ I-M ₆ C ₃₆ M ₃ ---		---	M-B
	m	K ₂ I ₆₃ I-M ₅ C ₂₈ M ₂ ---		K ₇ I ₅₃ I-M ₁₀ C ₂₉ M ₁	M-B
	u	K ₂ I ₆₃ I-M ₅ C ₂₈ M ₂ ---		K ₃ I ₆₀ I-M ₁₁ C ₂₅ M ₁	M-B
km4 o	4	---	---	I ₃₉ I-M ₇ C ₅₀ Co ₂ M ₂	Ev
	3	---	---	I ₆₂ I-M ₆ C ₃₀ Co ₂ M ₂	Ev
	2	---	---	I ₇₄ I-M ₃ C ₂₂ Co ₁	Ev
	1	---	---	I ₅₅ I-M ₉ P ₄ C ₃₂	Ev
	3	---	---	---	Ev
	2	---	---	---	Ev
km4 u	1	---	---	I ₅₉ I-M ₃ C ₃₈ Co ₁ M ₁	Ev
km3	o	---	---	I ₆₀ C ₄₀	Ev
	u	---	---	I ₆₈ C ₃₁ Co ₁	Ev
km2	o	---	---	I ₇₀ C ₃₀	F-L
	u	I ₅₂ C ₄₈	---	---	F
km1	W	---	---	I ₅₆ C ₄₂ Co ₂	Ev
	H	---	---	I ₅₁ C ₄₉	Ev
	M	---	---	I ₅₁ C ₄₉	Ev
	V	---	---	I ₆₁ C ₃₉	Ev
	E	---	---	I ₅₂ C ₄₃ Co ₃ P ₂	Ev
	L	---	---	I ₇₅ C ₂₃ Co ₂	Ev
ku2	---	---	---	I ₆₅ I-M ₅ C ₂₆ Co ₂	Ev
ku1*	3	I ₅₀ C ₅₀	---	---	F-L-B
	2	I ₄₅ I-M ₄ C ₄₉ M ₂	---	I ₆₉ I-M ₂ C ₂₇ M ₂	F-L-B
	1	I ₄₅ C ₅₅	---	I ₃₈ C ₆₂	F-L-B
ku1	o	---	---	I ₆₅ I-M ₂ C ₃₂ M ₁	L-B
	u	I ₄₄ C ₅₆	---	I ₅₇ I-M ₄ C ₃₆ M ₃	F-L-B

Tab.: 15

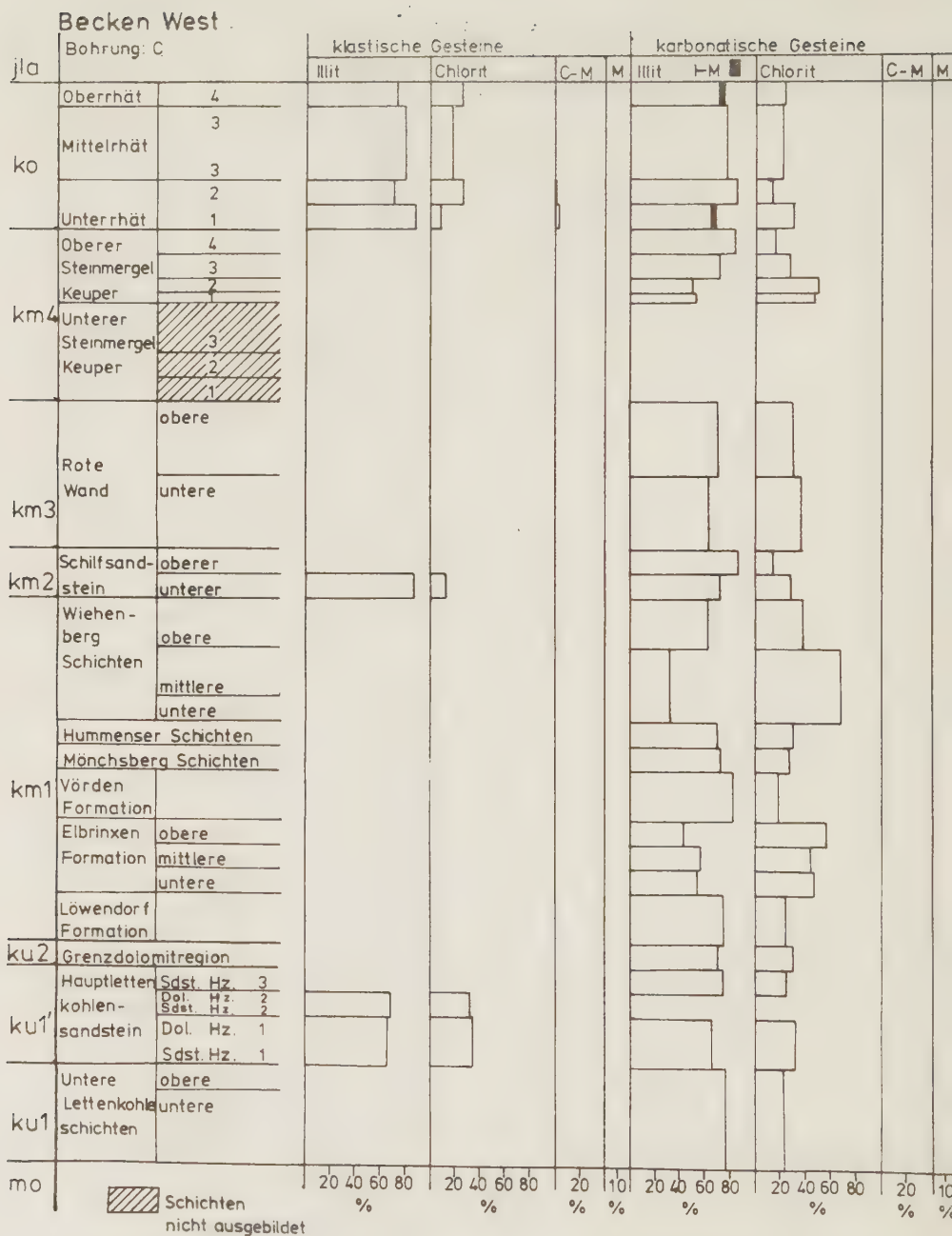


Abb.: 67 Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzung der Bohrung C
(Fraktion < 2 µm)
Abkürzungen siehe Erläuterungen

Tabelle zur durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich der Bohrung C (westliches Becken)

		Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
ko	o	I ₇₃ C ₂₇	I ₇₃ C ₂₇	I ₇₂ I-M ₄ C ₂₄	M-B
	m	---	I ₈₁ C ₁₉	I ₇₈ C ₂₂	M-B
	u	I ₇₂ C ₂₇ M ₁	I ₈₈ C ₉ M ₃	I ₆₅ I-M ₄ C ₃₁	M-B
km4 o	4	---	---	I ₈₄ C ₁₆	Ev
	3	---	---	I ₇₂ C ₂₈	Ev
	2	---	---	I ₅₀ C ₅₀	Ev
	1	---	---	I ₅₃ C ₄₇	Ev
	3	---	---	---	Ev
	2	---	---	---	Ev
km4 u	1	---	---	---	Ev
km3	o	---	---	I ₇₀ C ₃₀	Ev
	u	---	---	I ₆₃ C ₃₇	Ev
km2	o	---	---	I ₈₆ C ₁₄	F-L
	u	---	I ₈₇ C ₁₃	I ₇₄ C ₂₆	F
km1	W	---	---	I ₄₇ C ₅₃	Ev
	H	---	---	I ₇₂ C ₂₈	Ev
	M	---	---	I ₇₃ C ₂₇	Ev
	V	---	---	I ₈₂ C ₁₈	Ev
	E	---	---	I ₅₅ C ₄₅	Ev
	L	---	---	I ₇₅ C ₂₅	Ev
ku2	---	---	---	I ₇₀ C ₃₀	Ev
ku1*	3	---	---	I ₇₅ C ₂₅	F-L-B
	2	I ₆₈ C ₃₂	---	---	F-L-B
	1	I ₆₅ C ₃₅	---	I ₆₇ C ₃₃	F-L-B
ku1	---	---	---	I ₇₇ C ₂₃	F-L-B

Tab.: 16

Hunte Schwelle West

Bohrungen: D, E, F, H

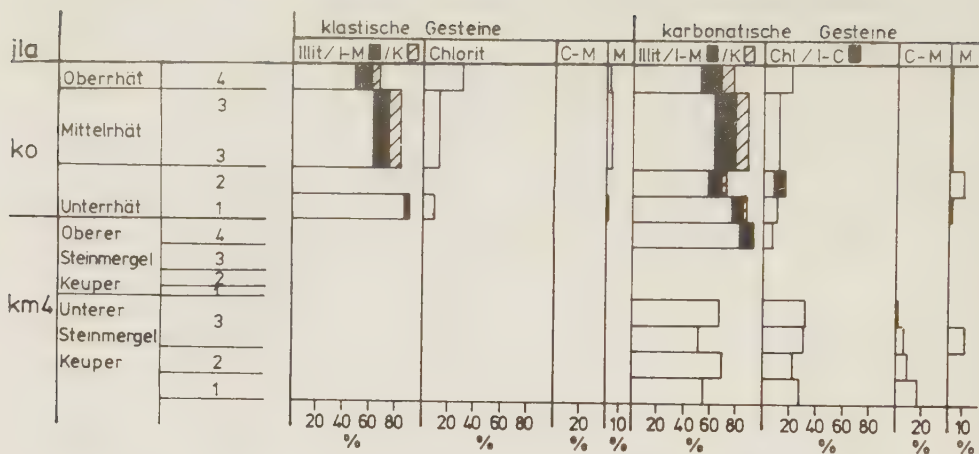


Abb.: 68

Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzung im Probenbereich
Hunte Schwelle West (Fraktion < 2 μ m)
Abkürzungen: siehe Erläuterungen

Tabelle zur durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich der Bohrungen: D, E, F, H (westliche Hunte Schwelle).

	Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
o	K ₉ I ₄₂ I-M ₉ C ₄₀	K ₆ I ₄₉ I-M ₁₃ C ₂₉ M ₃	K ₁₀ I ₅₃ I-M ₁₄ C ₂₀ M ₃	M-B-F
m	K ₅ I ₆₂ I-M ₁₅ C ₁₆ M ₂	K ₁₀ I ₆₅ I-M ₁₃ C ₁₀ M ₂	K ₁₀ I ₆₂ I-M ₁₅ C ₁₂ M ₁	M-B
ko u	K ₁ I ₈₇ C ₁₁ M ₁	---	K ₁ I ₇₀ I-M ₁₂ C ₁₀ M ₄ I-C ₃	B-F
4	---	---	I ₈₂ I-M ₁₁ C ₇	Ev
3	---	---	---	Ev
2	---	---	---	Ev
km ⁴ o 1	---	---	I ₆₇ C ₃₂ Co ₁	Ev
3	---	---	I ₅₁ C ₃₁ Co ₆ M ₁₂	Ev
2	---	---	I ₆₉ C ₂₂ Co ₉	Ev
km ⁴ u 1	---	---	I ₅₅ C ₂₈ Co ₁₇	Ev

Tab.: 17

Hunte Schwelle

Bohrung: G

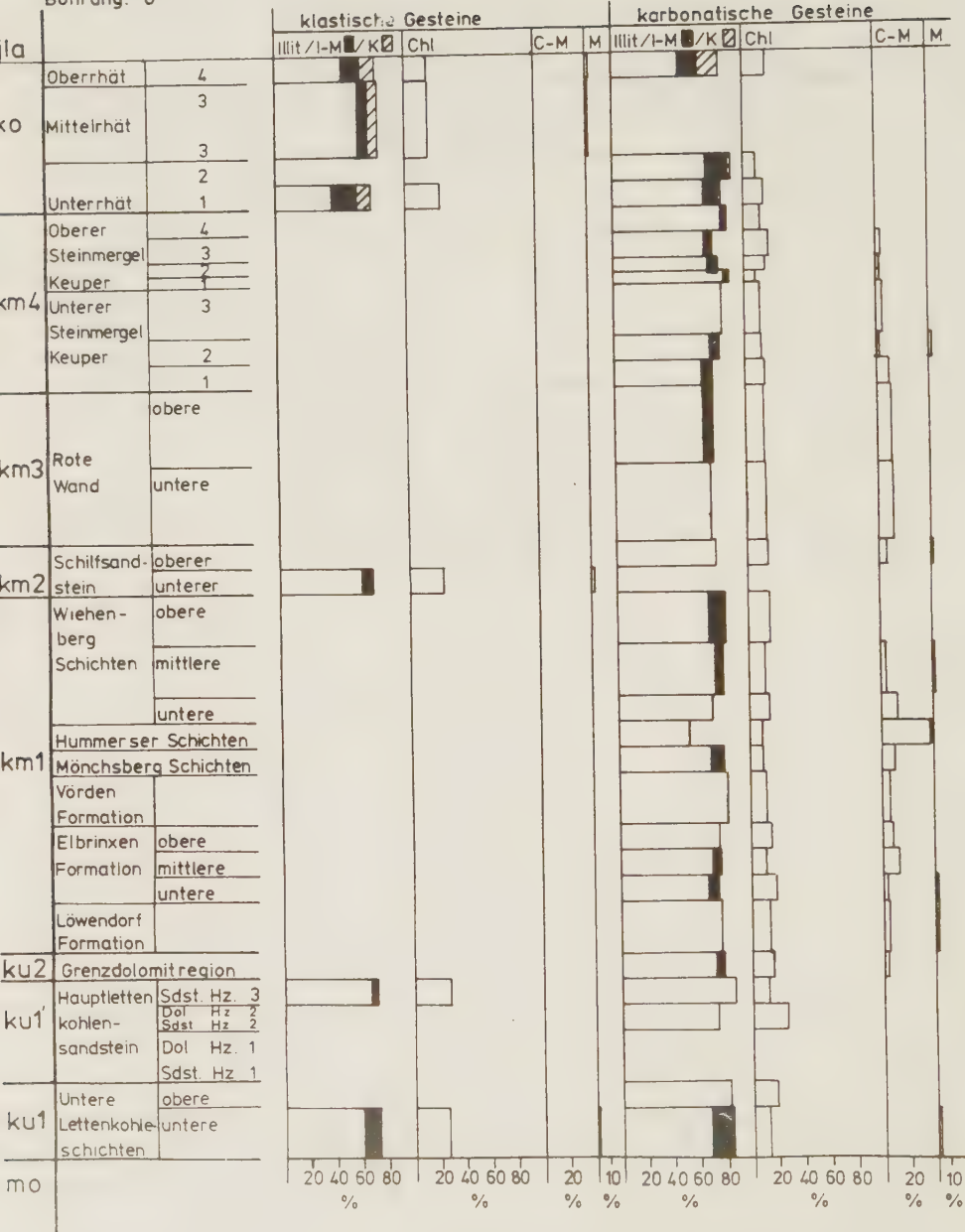


Abb. 69

Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzung der Bohrung G
(Fraktion < 2 µm)
Abkürzungen siehe Erläuterungen

Tabelle zur durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich der Bohrung G (Hunte Schwelle)

		Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
ko	o	K ₁₄ I ₄₅ I-M ₁₃ C ₂₂ M ₆	K ₉ I ₆₀ I-M ₁₅ C ₁₆	K ₁₆ I ₅₂ I-M ₁₄ C ₁₈	B-F
	m	K ₁₃ I ₅₆ I-M ₄ C ₂₆ M ₁	K ₅ I ₆₅ I-M ₁₁ C ₁₉	---	B-F
	u	K ₁₀ I ₄₄ I-M ₁₉ C ₂₇	---	K ₃ I ₇₀ I-M ₁₈ C ₁₉	B-F
km4 o	4	---	---	I ₈₃ I-M ₄ C ₁₃	Ev
	3	---	---	I ₇₀ I-M ₆ C ₁₉ Co ₅	Ev
	2	---	---	I ₇₃ I-M ₈ C ₁₆ Co ₃	Ev
	1	---	---	I ₈₅ I-M ₅ C ₈ Co ₂	Ev
	3	---	---	I ₈₃ C ₁₂ Co ₅	Ev
	2	---	---	I ₇₄ I-M ₇ C ₁₃ Co ₂ M ₄	Ev
	1	---	---	I ₆₇ I-M ₉ C ₁₅ Co ₄	Ev
km3	o	---	---	I ₆₈ I-M ₇ C ₁₄ Co ₁₁	Ev
	u	---	---	I ₇₃ C ₁₅ Co ₁₂	Ev
km2	o	---	---	I ₈₄ C ₁₆	F-L
	u	I ₆₄ I-M ₈ C ₂₆ M ₂	---	---	F
km1	W	---	---	I ₇₄ I-M ₆ C ₁₂ Co ₅ M ₃	Ev
	H	---	---	I ₅₂ C ₉ Co ₃₉	Ev
	M	---	---	I ₇₀ I-M ₁₀ C ₁₀ Co ₁₀	Ev
	V	---	---	I ₈₂ C ₁₂ Co ₆	Ev
	E	---	---	I ₇₃ I-M ₃ C ₁₃ Co ₁₁	Ev
	L	---	---	I ₇₈ C ₁₅ Co ₅ M ₂	Ev
ku2		---	---	I ₇₇ I-M ₃ C ₁₃ Co ₇	Ev
ku1'	3	I ₆₆ I-M ₆ C ₂₈	---	I ₈₇ C ₁₂	F-L-B
	2	---	---	I ₇₄ C ₁₂	F-L-B
	1	---	---	---	F-L-B
ku1	o	---	---	I ₈₅ C ₁₅	L-B
	u	I ₆₀ I-M ₁₃ C ₂₆	---	I ₆₈ I-M ₁₇ C ₁₂ M ₃	F-L-B

Tab.: 18

Hunte Schwelle Ost

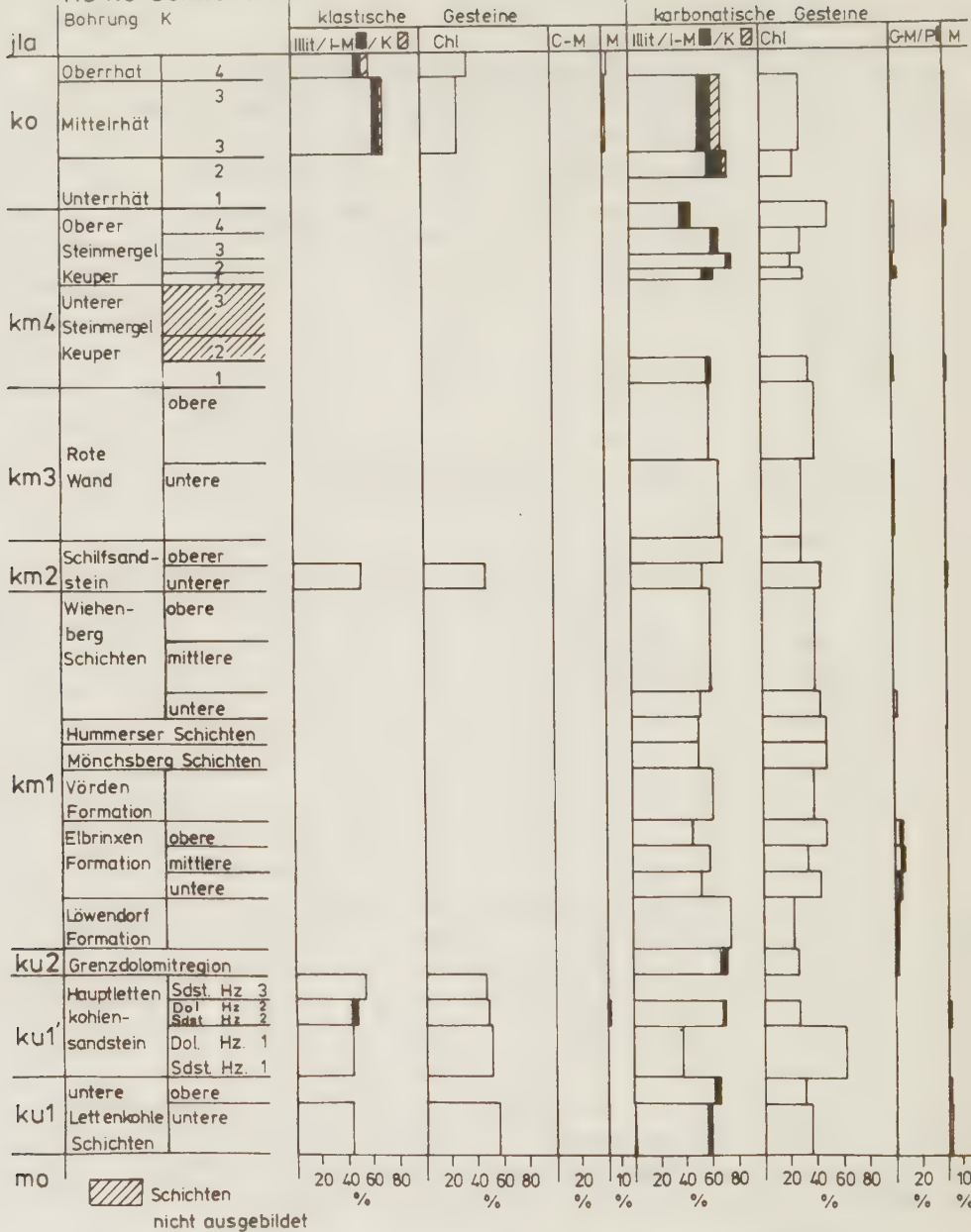


Abb.: 70

Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzung der Bohrung K
 (Fraktion < 2 µm)
 Abkürzungen siehe Erläuterungen

Tabelle zur durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich der Bohrung K (Hunte Schwelle Ost)

		Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
ko	o	K ₆ I ₄₉ I-M ₆ C ₃₆ M ₃	---	---	B-F
	m	K ₂ I ₆₃ I-M ₅ C ₂₈ M ₂	---	K ₇ I ₅₃ I-M ₁₀ C ₂₉ M ₁	B-F
	u	---	---	K ₃ I ₆₀ I-M ₁₁ C ₂₅ M ₁	B-F
km4 o	4	---	---	I ₄₁ I-M ₇ C ₅₀ M ₂	Ev
	3	---	---	I ₆₂ I-M ₆ C ₃₀ Co ₂	Ev
	2	---	---	I ₇₄ I-M ₃ C ₂₂ Co ₁	Ev
	1	---	---	I ₅₅ I-M ₉ C ₃₂ P ₄	Ev
	3	---	---	---	Ev
	2	---	---	---	Ev
km4 u	1	---	---	I ₅₉ I-M ₃ C ₃₆ Co ₁ M ₁	Ev
km3	o	---	---	I ₆₀ C ₃₉ Co ₁	Ev
	u	---	---	I ₆₈ C ₃₁ Co ₁	Ev
km2	o	---	---	I ₇₀ C ₃₀	F-L
	u	I ₅₂ C ₄₈	---	I ₅₄ C ₄₅ M ₁	F
km1	W	---	---	I ₅₆ C ₄₂ Co ₂	Ev
	H	---	---	I ₅₃ C ₄₅ Co ₂	Ev
	M	---	---	I ₅₁ C ₄₉	Ev
	V	---	---	I ₆₁ C ₃₉	Ev
	E	---	---	I ₅₀ C ₄₄ Co ₄ P ₂	Ev
	L	---	---	I ₇₅ C ₂₃ Co ₂	Ev
ku2		---	---	I ₆₇ I-M ₅ C ₂₆ Co ₂	Ev
ku1*	3	I ₅₄ C ₄₆	---	---	F-L-B
	2	I ₄₅ I-M ₄ C ₄₉ M ₂	---	I ₆₉ I-M ₂ C ₂₇ M ₂	F-L-B
	1	I ₄₅ C ₅₅	---	I ₃₈ C ₆₂	F-L-B
ku1	o	---	---	I ₆₃ I-M ₄ C ₃₁ M ₂	L-B
	u	I ₄₄ C ₅₆	---	I ₅₇ I-M ₄ C ₃₆ M ₃	F-L-B

Tab.: 19

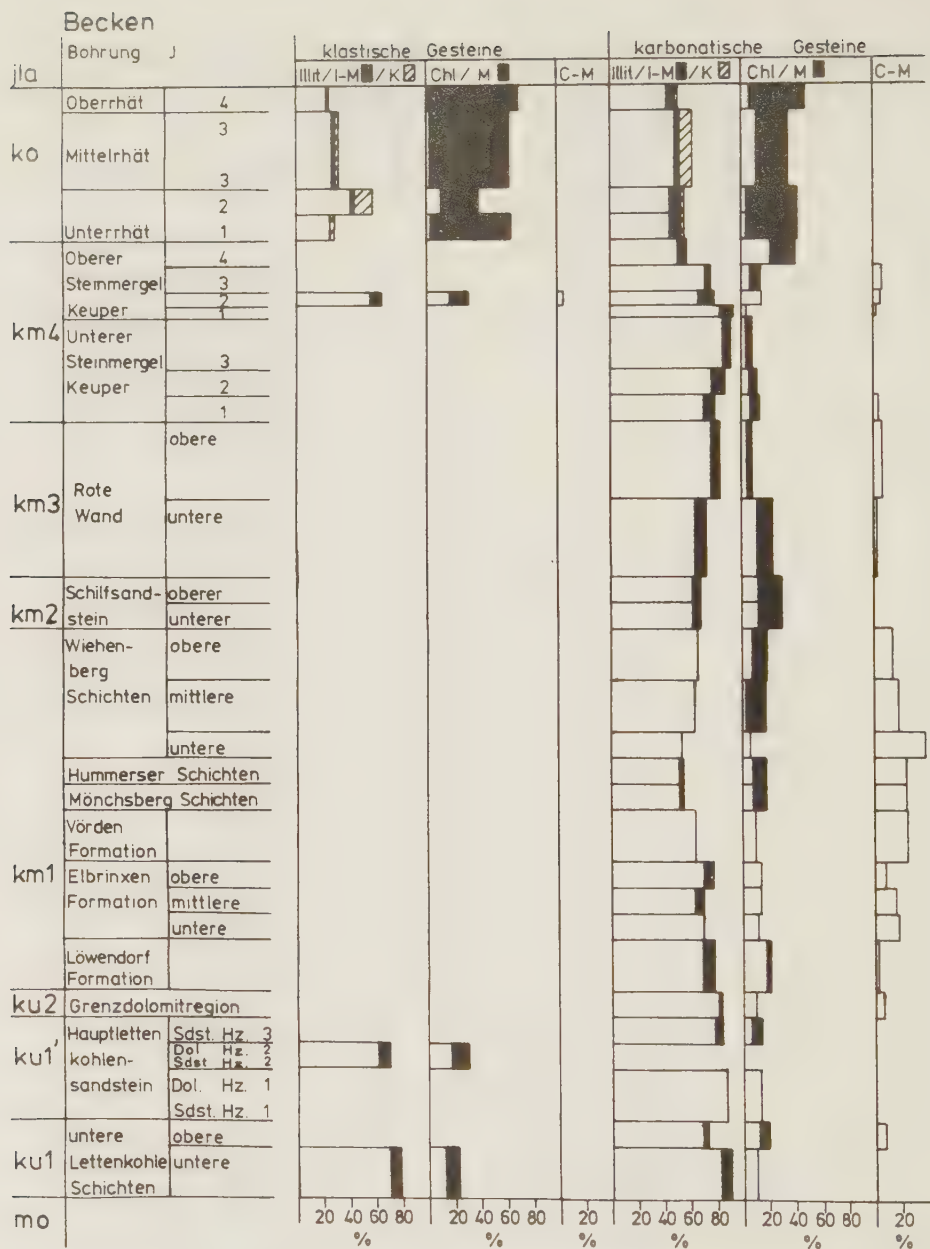


Abb: 71 Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzung der Bohrung J
(Fraktion < 2µm)
Abkürzungen siehe Erläuterungen

Tabelle zur durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich der Bohrung J (Becken)

		Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
	o	K ₁ I ₂₄ C ₂ M ₇₃	---	K ₂ I ₄₄ I-M ₆ C ₇ M ₄₁	M-B
	m	K ₂ I ₂₆ C ₂ M ₇₀	K ₃ I ₂₈ I-M ₂ C ₃ M ₆₄	K ₁₀ I ₅₁ I-M ₃ C ₁₂ M ₂₄	M-B
ko	u	K ₄ I ₄₆ I-M ₈ C ₆ M ₃₆	---	K ₁ I ₅₄ I-M ₇ C ₅ M ₃₃	M-B
	4	---	---	I ₅₂ I-M ₇ C ₂₂ M ₁₉	Ev
	3	---	---	I ₇₃ I-M ₄ C ₇ Co ₆ M ₁₀	Ev
	2	---	I ₅₇ I-M ₇ C ₂₀ Co ₅ M ₁₆	I ₆₈ I-M ₁₂ C ₁₅ Co ₅	Ev
km4 o	1	---	---	I ₈₄ I-M ₁₀ C ₄ M ₂	Ev
	3	---	---	I ₈₆ I-M ₆ C ₄ M ₄	Ev
	2	---	---	I ₇₈ I-M ₁₀ C ₆ M ₆	Ev
km4 u	1	---	---	I ₇₃ I-M ₉ C ₇ Co ₄ M ₇	Ev
	o	---	---	I ₇₇ I-M ₇ C ₅ Co ₇ M ₄	Ev
km3	u	---	---	I ₆₅ I-M ₈ C ₁₃ Co ₂ M ₁₂	Ev
	o	---	---	I ₆₃ I-M ₆ C ₁₃ M ₁₈	F-L
km2	u	---	---	I ₆₃ I-M ₇ C ₃₀	F
	W	---	---	I ₆₁ C ₆ Co ₂₆ M ₇	Ev
	H	---	---	I ₅₃ I-M ₄ C ₉ Co ₂₃ M ₁₁	Ev
	M	---	---	I ₃₄ I-M ₁₇ C ₉ Co ₁₈ M ₂₂	Ev
	V	---	---	I ₆₅ C ₁₀ Co ₂₅	Ev
	E	---	I ₇₇ I-M ₁₃ C ₈ Co ₂	I ₆₇ I-M ₄ C ₁₄ Co ₁₅	Ev
km1	L	---	---	I ₇₄ I-M ₃ C ₁₆ Co ₆ M ₁	Ev
ku2	---	---	---	I ₈₂ I-M ₂ C ₁₀ Co ₆	Ev
	3	---	---	I ₇₉ I-M ₆ C ₇ M ₈	F-L-B
	2	I ₆₁ I-M ₈ C ₁₈ M ₁₃	---	---	F-L-B
ku1*	1	---	---	I ₈₇ C ₁₃	F-L-B
	o	---	---	I ₆₉ I-M ₃ C ₁₂ Co ₉ M ₇	L-B
ku1	u	I ₇₁ I-M ₆ C ₁₂ M ₉	---	I ₈₂ I-M ₃ C ₁₄ M ₁	F-L-B

Tab.: 20

Schleswig-Holstein

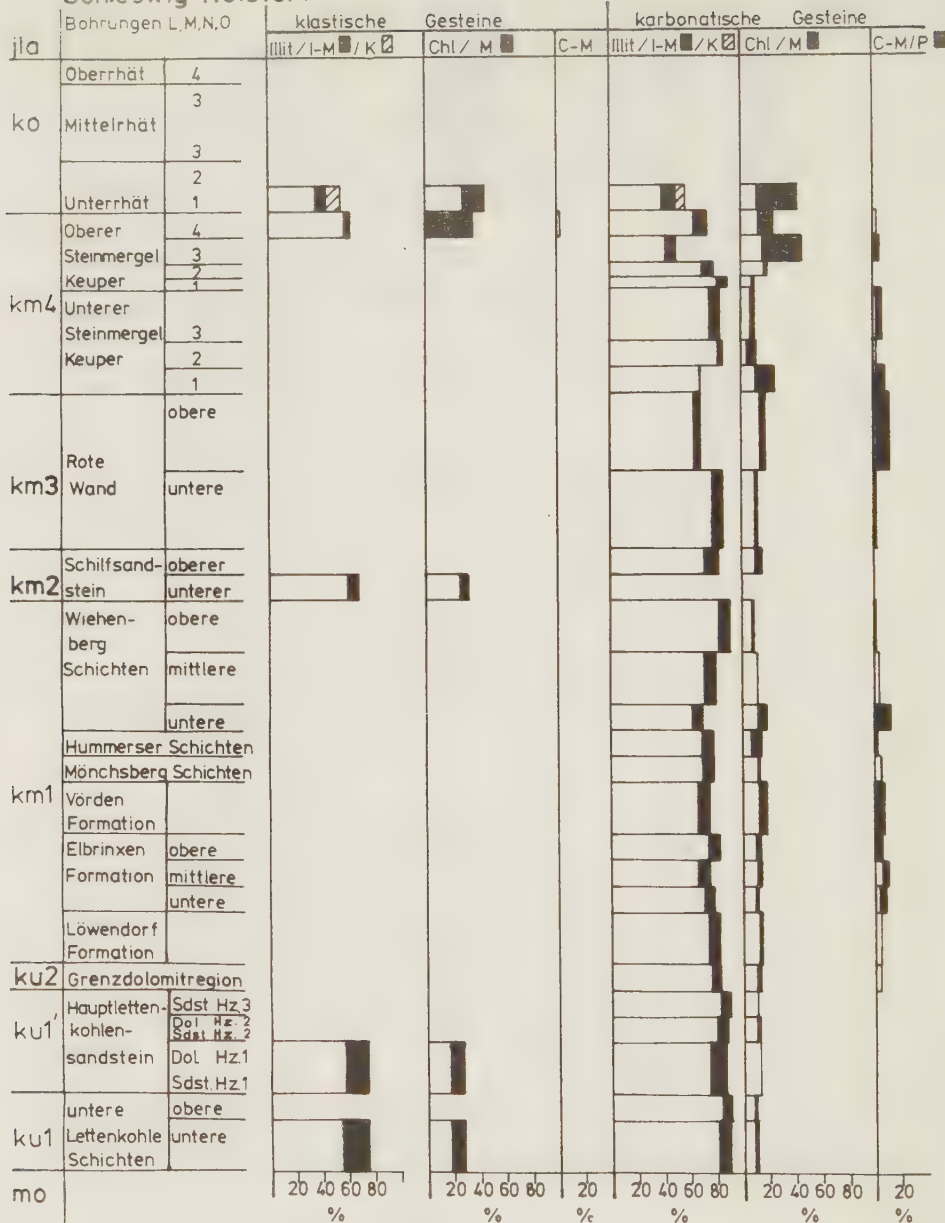


Abb.: 72 Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzung im Probenbereich Schleswig-Holstein (Fraktion < 2 µm)
Abkürzungen siehe Erläuterungen

Tabelle zur durchschnittlichen Tonmineralverteilung
im Bereich der Bohrungen L, M, N, O (Schleswig-Holstein)

		Sandst.	Silt-Ton	Karbonat	Env.
	o	---	---	---	M-B
	m	---	---	---	M-B
ko	u	$K_{11}I_{36}I-M_8C_{28}M_{17}$	---	$K_8I_{40}I-M_{10}C_{12}M_{30}$	M-B
	4	---	$I_{58}I-M_4C_{10}M_{36}$	$I_{64}I-M_{10}C_{13}C_{10}M_{11}$	Ev
	3	---	---	$I_{43}I-M_7C_{16}M_{30}P_4$	Ev
	2	---	---	$I_{71}I-M_9C_{17}M_3$	Ev
km4	o1	---	---	$I_{82}I-M_8C_8M_2$	Ev
	3	---	---	$I_{76}I-M_8C_7C_{10}P_4M_3$	Ev
	2	---	---	$I_{82}I-M_3C_5C_{10}M_8$	Ev
km4	u1	---	---	$I_{69}C_{11}C_{10}P_6M_{12}$	Ev
	o	---	---	$I_{70}I-M_5C_{14}C_{10}P_8M_1$	Ev
km3	u	---	---	$I_{78}I-M_8C_{10}C_{10}M_2$	Ev
	o	---	---	$I_{75}I-M_{10}C_{10}M_5$	F-L
km2	u	$I_{60}I-M_8C_{26}M_6$	---	---	F
	w	---	---	$I_{73}I-M_6C_9C_{10}P_4M_6$	Ev
	H	---	---	$I_{75}I-M_8C_7C_{10}M_8$	Ev
	M	---	---	$I_{75}I-M_7C_{11}C_{10}M_1$	Ev
	V	---	---	$I_{66}I-M_9C_{12}P_7M_6$	Ev
	E	---	---	$I_{67}I-M_8C_7C_{10}M_{15}$	Ev
km1	L	---	---	$I_{74}I-M_8C_{12}C_{10}M_2$	Ev
	ku2	---	---	$I_{76}I-M_7C_{10}C_{10}M_3$	Ev
	3	---	---	$I_{83}I-M_7C_{10}$	F-L-B
	2	---	---	$I_{80}I-M_8C_{10}M_2$	F-L-B
ku1*	1	$I_{70}I-M_{12}C_{10}M_8$	$I_{76}I-M_{14}C_{10}$	$I_{74}I-M_{13}C_{13}$	F-L-B
	o	---	---	$I_{84}I-M_7C_8M_1$	L-B
ku1	u	$I_{55}I-M_{18}C_{17}M_{10}$	---	$I_{81}I-M_9C_8M_2$	F-L-B

Tab.: 21

8.4 Verwitterungseinflüsse

Betrachtungen zu den Verwitterungseinflüssen sind im Rahmen dieser Arbeit notwendig, um den Anteil von Tonmineralen und deren Umwandlungsprodukte aus Tagesaufschlüssen gegenüber den Bohrungen abschätzen zu können.

A) Tonminerale

Die folgenden Tonminerale sind im wesentlichen als Verwitterungsprodukte zu deuten.

Bei der Verwitterung kann Chlorit $(\text{Mg,Fe,Al})_{1,2}((\text{Si,Al})_{6-8}\text{O}_{20})(\text{OH})_{1,2}$ durch Abfuhr von Kationen in Chlorit-Vermiculit umgewandelt werden. Hierbei muß allerdings etwas Ca im Porenwasser zur Verfügung stehen, es kann z.B. aus der Verwitterung von Feldspäten oder von Karbonaten bereitgestellt werden. Bei weiterer Kationenabfuhr kann schließlich Vermiculit $(\text{Mg,Ca})_{0,7}(\text{Mg,Fe}^{3+},\text{Al})_2((\text{Si,Al})_{6-8}\text{O}_{20})(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ entstehen (vgl. ROSS & KODAMA 1974).

In Übereinstimmung hiermit findet man in Steinbruchprofilen vielfach eine typische Tonmineral-Verwitterungsabfolge in Abhängigkeit von den Porositäten. Profilstrecken in denen primäre Chlorite nicht ständiger Feuchtigkeit ausgesetzt sind zeigen als Transformationsprodukt Chlorit-Vermiculit (vgl. Kap. 8.3.9). Im allgemeinen nimmt der Anteil zum Liegenden eines Profils ab.

Im meteorisch phreatischen Bereich stärkster Verwitterung, oft im Einflußbereich permanenter Durchfeuchtung, bildet sich der Vermiculit (vgl. Kap. 8.3.10). Im Ganzen ist eine Zunahme des Chlorits zum Liegenden von Profilen festzustellen (Abb.: 73). In den Abb.: 63-65 wurden deshalb Chlorit, Chlorit-Vermiculit und Vermiculit unter Chlorit zusammengefaßt, jedoch gesondert abgetragen.

Illit-Montmorillonit ist in den Bereichen Osnabrücker- und Lippisches Bergland lediglich auf die klastischen Sedimente des Rhäts und Unterkeupers beschränkt. Im Gegensatz dazu zeigen Proben des nördlichen Harz-Vorlandes in allen Gesteinstypen der lithologischen Folge dieses Mixed-Layer Mineral. Dieser Unterschied kann auf die telethermale Wirkung der Plutone von Bramsche und Vlotho zurückgeführt werden. Wenn sich dennoch

Illit-Montmorillonitgehalte im Rhät und Unterkeuper zeigen, so kann sich das Mineral in diesem Raum nur postthermal im Verwitterungsbereich gebildet haben. In den Profilen tritt Illit-Montmorillonit vielfach in vergleichbaren Positionen auf wie der Vermiculit. Seine Entstehung wird auf die Verwitterung feinkörniger Gesteine zurückgeführt. Der neugebildete Anteil liegt bei ca. 5%, dies läßt sich durch einen Vergleich mit den thermisch unbeeinflußten Proben des nördlichen Harz-Vorlandes belegen (vgl. Kap. 8.3.5, Abb.: 63-65).

Der im Rhät des südlichen Beckenrandes primär enthaltene Kaolinit des Osnabrücker- und Lippischen Berglandes wurde durch die Einwirkung der Plutone in Illit oder Chlorit umgewandelt (vgl. Kap. 8.3.1). Da dennoch Kaolinit im Rhät festgestellt wurde, kann sich das Mineral nur während der semiariden Verwitterung im Tertiär (Paläozän oder Miozän) gebildet haben. Für die These sprechen außerdem geringe Gehalte von schlecht kristallisiertem Kaolinit in klastischen Sedimenten des km² und km³ dieses Raumes. Im nördlichen Harz-Vorland dürfte der Anteil an primärem Keuper-Kaolinit durch sekundären Tertiär-Kaolinit erhöht sein (Abb.: 63-65).

B) Übrige Minerale

Die leicht löslichen Sulfate und Karbonate, die in den Bohrungen noch vollständig erhalten sind, weisen in den Tagesaufschlüssen Veränderungen durch die Verwitterung auf.

Der in den Bohrungen verbreitete Anhydrit ist in den beckenrandlichen, evaporitischen Sequenzen lokal nicht mehr im Sediment vorhanden oder in Gips umgewandelt worden (Tab.: 1, Lok.: 17).

Dolomite zeigen deutliche Dedolomitisierungsspuren. Einlagerungen von Fe-Oxid, entlang von Haarrissen, ist in Dünnschliffen häufig zu beobachten.

Ebenfalls ist die Verbreitung von Silten in den evaporitischen Sequenzen, durch die Karbonatlösung, beckenrandlich erhöht.

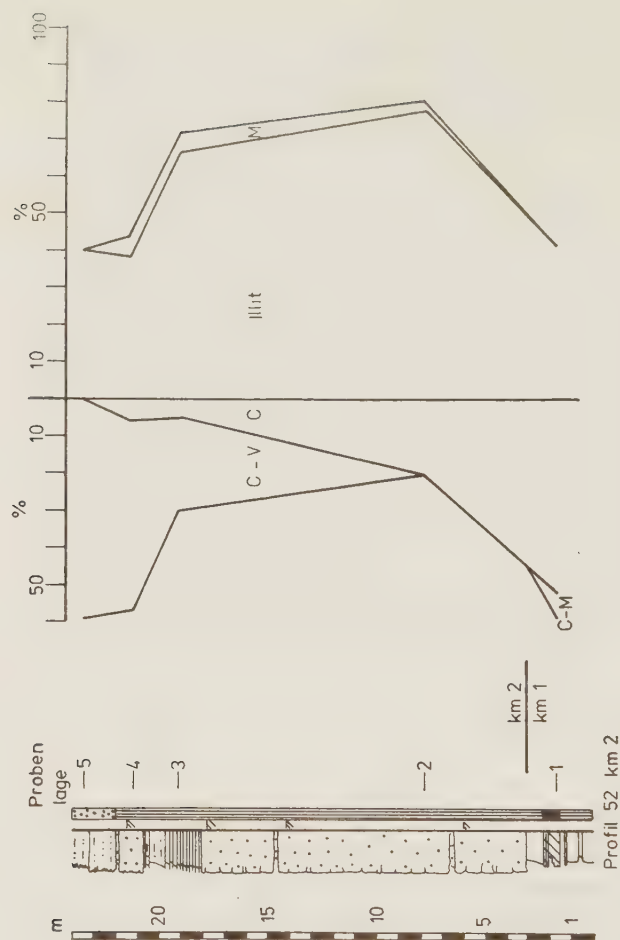


Abb.: 73
Vertikale Tonmineralverteilung in Verbindung mit der Verwitterungstransformation. Hangend meteorisch-vadoser Bereich, hier bildet sich Chlorit-Vermiculit. Chlorit nimmt zum Liegenden hin zu.

8.5 Kennung lithologischer Einheiten durch Tonminerale

Durch die qualitative und semi quantitative Tonmineralanalyse ist es möglich durch die unterschiedliche Kombinationen von Tonmineralen eine Kennung von lithologischen Einheiten zum Teil bis zur Schichtgliedidentifikation vorzunehmen. In Verbindung mit makroskopischen Befunden wie der Gesteinfarbe (Kap.: 3) und den erarbeiteten Profilen (Kap.: 2.2.2-2.2.9) können Schichtgrenzen in Meißelbohrungen mit einer Genauigkeit von ca. 2 m erfaßt werden.

A) Evaporitische Sequenz

Die Sedimente von ku2 (Grenzdolomit Region), km1 (Unterer Gipskeuper), km3 (Rote Wand) und km4 (Steinmergelkeuper) können als Ablagerungen des Sebka-Playa Milieus (vgl. Kap. 7; SANDER 1963, RICHTER et al. 1980, RICHTER 1985) gedeutet werden.

Karbonat-, Sulfat- und Steinsalzausscheidungen sind aus diesen Folgen bekannt. Corrensit und Palygorskit sind wie Abb. 74 die typischen Tonminerale (vgl. Kap.: 8.3.11, 8.2.4). Hinzu kommt in einigen Formationen bzw. Schichtgliedern Chlorit-Swelling Chlorit (vgl. Kap. 8.3.8).

B) Fluvatile und brackische Sequenzen

Unter Bezug auf KÜHLE (1958), WURSTER (1964), APPEL (1981), DUCHROW (1984) und RICHTER (1985) wird angenommen, daß die folgenden Formationen fluvial (bis brackisch) gebildet wurden (vgl. Kap.: 2.2.2, 2.2.3, 2.2.6, 2.2.9, 2.3, 2.4, 4.2, 5.2, 6.2): ku1 (Unterer Lettenkohlsandstein), ku1' (Hauptlettenkohlsandstein), km2 (Schilfsandstein) und lokal der ko (Rhät).

In diesen Sedimenten herrschen Illit und Chlorit vor. In den klastischen Rinnensandsteinen ist der Chloritgehalt erhöht gegenüber Stillwasserablagerungen. Auch Montmorillonit ist überwiegend an Rinnensandsteinen gebunden (Abb.: 74).

Im ku1' und km2 kommt Glaukonit vor (Abb.: 74).

In den Stillwasser- und lakustrinen Ablagerungen des km2 dominieren Illit und Chlorit. Vereinzelt auftretender Corrensit wurde in lacustrinen Mergeln und Dolomiten mit geringen Gehalten (<2%) festgestellt (Abb.: 74).

(In Dünnschliffen zeigten sich außerdem nur in diesem Niveau vulkanoklastische Gesteinsbruchstücke.)

Im Unterrhät stellen sich lokal fluviatile Schüttungen ein. Als Indikator-tonmineral tritt hier Kaolinit auf, aber auch die Gehalte an Chlorit und Montmorillonit sind gegenüber dem Steinmergelkeuper (km4) erhöht.

Im Mittelrhät geht der durchschnittliche Chloritgehalt zurück, jedoch nimmt der Montmorillonitanteil zu.

Das Oberrhät weist demgegenüber wiederum erhöhte Chlorit- und Montmorillonitgehalte auf (Abb.: 74).

Verteilung spezieller Tonminerale im Keuper

		Chlorit erhöht	Kaolinit	Illit-Chlorit	Glaukonit	viel Montmorillonit wenig	Chlorit-Swelling Chlorit	viel Corrensit wenig	Palygorskit
ko	o	■	■			■			
	m		■	■		■			
	u	■	■	■		■			
km4o	4					■		■	
	3					■		■	■
	2					■			
	1							■	■
								■	■
km4u	3							■	■
	2							■	■
	1							■	■
km3	o						■	■	
	u						■	■	
km2		■		■	■	■			
km1	W						■	■	■
	H							■	
	M						■	■	
	V							■	
	E							■	■
	L							■	
ku2								■	
ku1'	3				■	■			
	2	■			■	■			
	1	■			■	■			
ku1		■				■			

Abb.: 74

Die Darstellung zeigt die qualitative Verteilung spezieller Tonminerale im Keuper zur Kernung von Formationen und Schichtgliedern.

8.6 Illitkristallinität

8.6.1 Methodik

Die Bestimmung der Illitkristallinität wurde nach dem Verfahren von WEBER (1972) durchgeführt. Dabei wird die ermittelte Halbwertsbreite des Illitreflexes bei 10 Å ins Verhältnis zur Halbwertsbreite des 4.26 Å Quarzreflexes gesetzt. Als Standard-Quarz diente eine plangeschliffene Quarzitscheibe (Halbwertsbreite: 3.15 mm). Durch den externen Standard werden Gerätefehler weitgehend ausgeschlossen und die ermittelten Werte besser vergleichbar.

relative Halbwertsbreite des Illits: Hb rel.

$$\text{Hb rel} = \frac{\text{Hb 10 \AA - Illit (mm)}}{\text{Hb 4.26 \AA - Quarz (mm)}} * 100$$

Die Durchführung der Messungen erfolgte an glykolisierten Texturpräparaten der Fraktion < 0.002 mm. Jeweils drei Präparate einer Probe wurden mehrfach geröntgt und gemessen, um dann die Halbwertsbreite aus den Einzelwerten zu mitteln.

Die XRD-Aufnahmebedingungen waren:

Goniometrgeschwindigkeit:	1/4 °/min,
Zeitkonstante	: 4
Verstärkung	: 4x10 ² cps
Divergenzblende	: 1°
Papiervorschub	: 5 mm/min

In den Bohrungen wurde die Illitkristallinitätsbestimmung über die einzelnen Schichtglieder gemittelt.

Im Bereich der Tagesaufschlüsse erfolgte die Bestimmung unabhängig von der Lithologie über die Kurzprofile.

8.6.2 Befunde

Die Einflüsse auf die Tonmineralogie durch die Plutone von Bramsche (REICH 1933, THYSEN et al. 1971) und Vlotho (DEUTLOFF et al. 1980, BUCHNER & SERAPHIM 1977) sind hinsichtlich der Diagenese und Illitkristallinitäten (BRAUCKMANN 1984, M. & R. TEICHMÜLLER & WEBER 1979, DEUTLOFF et al. 1980) bekannt.

Nach MUNDY (1971) und BRAUCKMANN (1984) dürften telemagmatische Aufheizungstemperaturen von 200–300°C in den Kernbereichen der Plutone, bei einer Überlagerung von ca. 5 km bei Vlotho (DEUTLOFF et al. 1980) und ca. 6–7 km im Raum Osnabrück (STADLER & TEICHMÜLLER 1971) angenommen werden.

Die aus den Einzelwerten erstellten Isolinienkarten (Abb.: 75, 76) sind ähnlich wie die von BRAUCKMANN (1984) für den Oberen Muschelkalk.

Die Illit-Kristallinitäten liegen im Epizentrum des Bramscher Plutons bei ca. 145 Hb rel. und im Vlothoer Massiv bei ca. 170 Hb rel. Abseits der Plutonzentren nehmen sie kontinuierlich ab (Abb.: 75, 76).

Illitkristallinitäten aus Bohrungen außerhalb der telethermalen Zentren weisen im nördlicheren Becken durchschnittliche Werte zwischen 350–400 Hb rel. auf, zeigen jedoch mit steigender Bohrteufe eine leichte Abnahme der Halbwertsbreiten (Abb.: 77, 78).

Im Bereich des nördlichen Harz-Vorlandes liegen die Werte der Mergelproben aus dem Verwitterungsbereich mit durchschnittlich >400 Hb rel. über den Kristallinitätswerten der Bohrungen des nördlichen Schleswig-Holstein (ca. 380 Hb rel., Bohrteufen ca. >600 m). Eine Einflußnahme der Verwitterung auf die Illitkristallinität ist daher nicht auszuschließen. Dies kann sich durch Neuwachstum von Illit, der in der Regel schlechter kristallisiert ist, im Probenmaterial bemerkbar machen. Schärfere Röntgenreflexe von älterem, detritischem, besser kristallisiertem Illit werden vielfach durch die bei der Verwitterung gebildeten, mit breiten Halbwertsbreiten, überlagert.

Im Röntgendiagramm zeigen sich dann am 10 Å - Illitreflex dieses Raumes, basal breite, verschmierte Reflexe, denen ein schärferer Peak aufsitzt.

Thermische Einflußnahmen auf Keupersedimente im Kontakt mit den Salzstöcken des nördlichen Harz-Vorlandes (Heiligendorf, Bienrode

-Dorm-Helmstedt, Elm, Schöppenstedt, Salzdahlum, Asse, Fallstein und Lutter; JARITZ 1973), infolge besserer Wärmeleitfähigkeiten des Steinsalzes (Schloteffekt), konnte nicht bestätigt werden (Abb.: 76).

Die hohen Illitkristallinitäten in den Epizentren der Plutone (Hb rel. 145-200) lassen sich nach den Diagenese- (BRAUCKMANN 1984) und Inkohlungsuntersuchungen (WASSOJEWITSCH et al. 1969) dem Bereich der Anchizone bis Epizone zuordnen (Bohrung C, Bereiche Bramsche und Vlotho). Temperaturen bis 300°C können angenommen werden.

Gebiete mit Hb rel. 222-250 (Grenzziehung sensu KÜBLER 1967, 1968) unterlagen der Hochdiagenese. Temperaturen von 180-240°C dürften vorgeherrscht haben.

Werte von Hb rel. 250-300 gehören nach den oben genannten Autoren dem Bereich erhöhter Diagenese an (Temperaturen von 130-140°C).

Im Bereich der niedrigen Diagenese (Hb rel. 400-500) werden Temperaturwerte von 70-90°C angenommen.

Wie Abb. 79 zeigt, besteht offenbar eine Beziehung zwischen dem Gehalt an Illit-Montmorillonit in den Bohrungen und der Illitkristallinität. Bereiche hoher Illitkristallinitäten weisen meist geringe oder keine Gehalte des Mixed-Layer Minerals auf; mit zunehmender Temperatur dehydratisiert der Montmorillonit-Anteil. Ein Einfluß der Bohrteufen kann für diese Gebiete weitgehend ausgeschlossen werden.

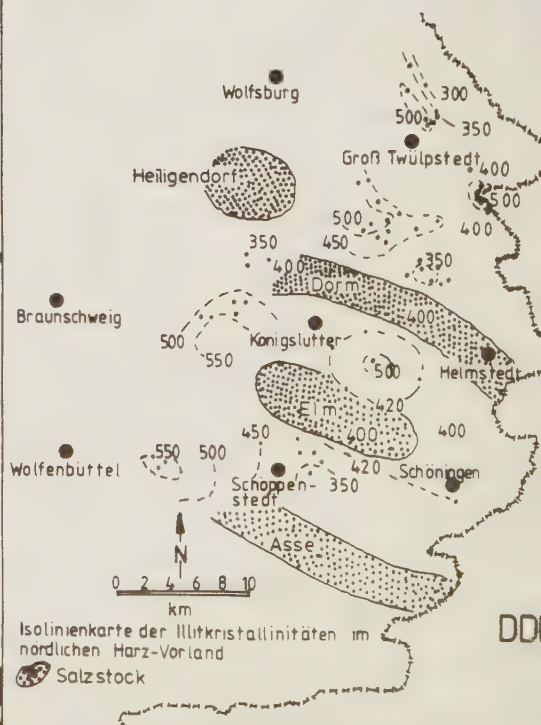
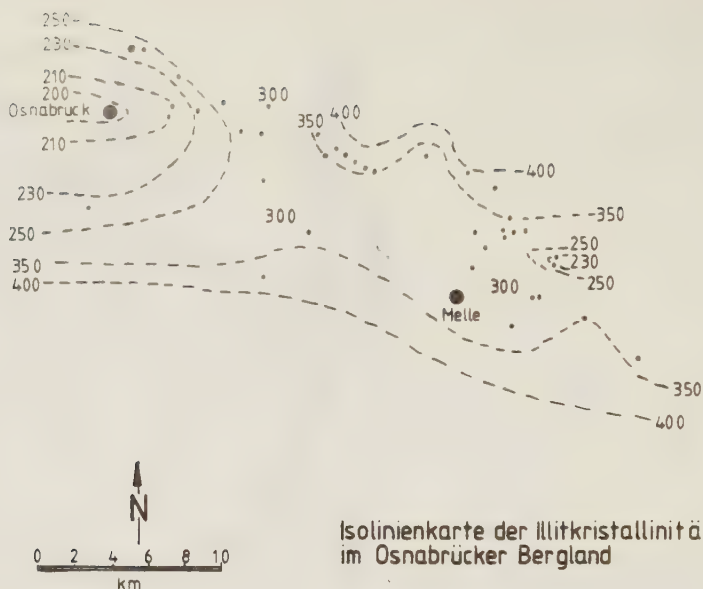


Abb. 76 Illit-Isolinienverläufe im Bereich der Tagesaufschluß-Probengebiete.

Illitkrist. Tiefenverteilung

ermittelt an Karbonatlösungsrückständen der Bohrung N

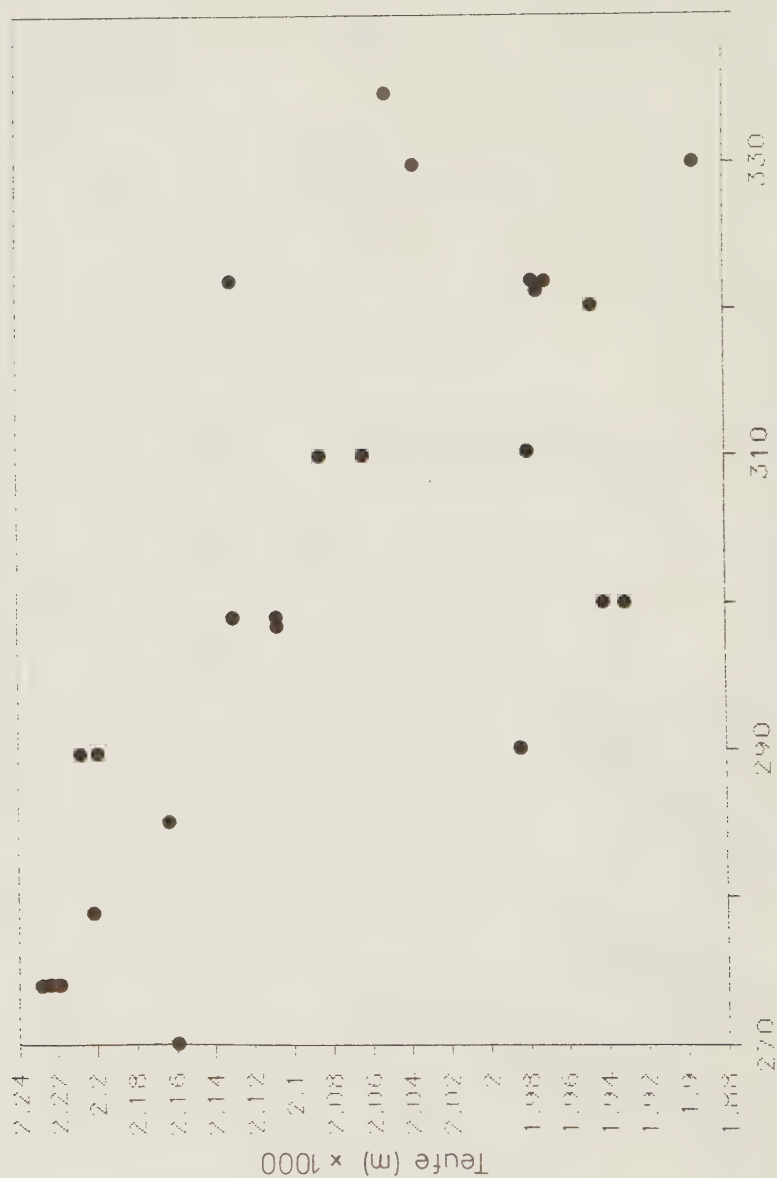


Abb.: 77

Illitkrist. Hb. rel.

Illitkrist. Tiefenverteilung

ermittelt an Karbonatlösungsrückständen der Bohrung G



Illitkrist. Hb. rel.

Abb.: 78

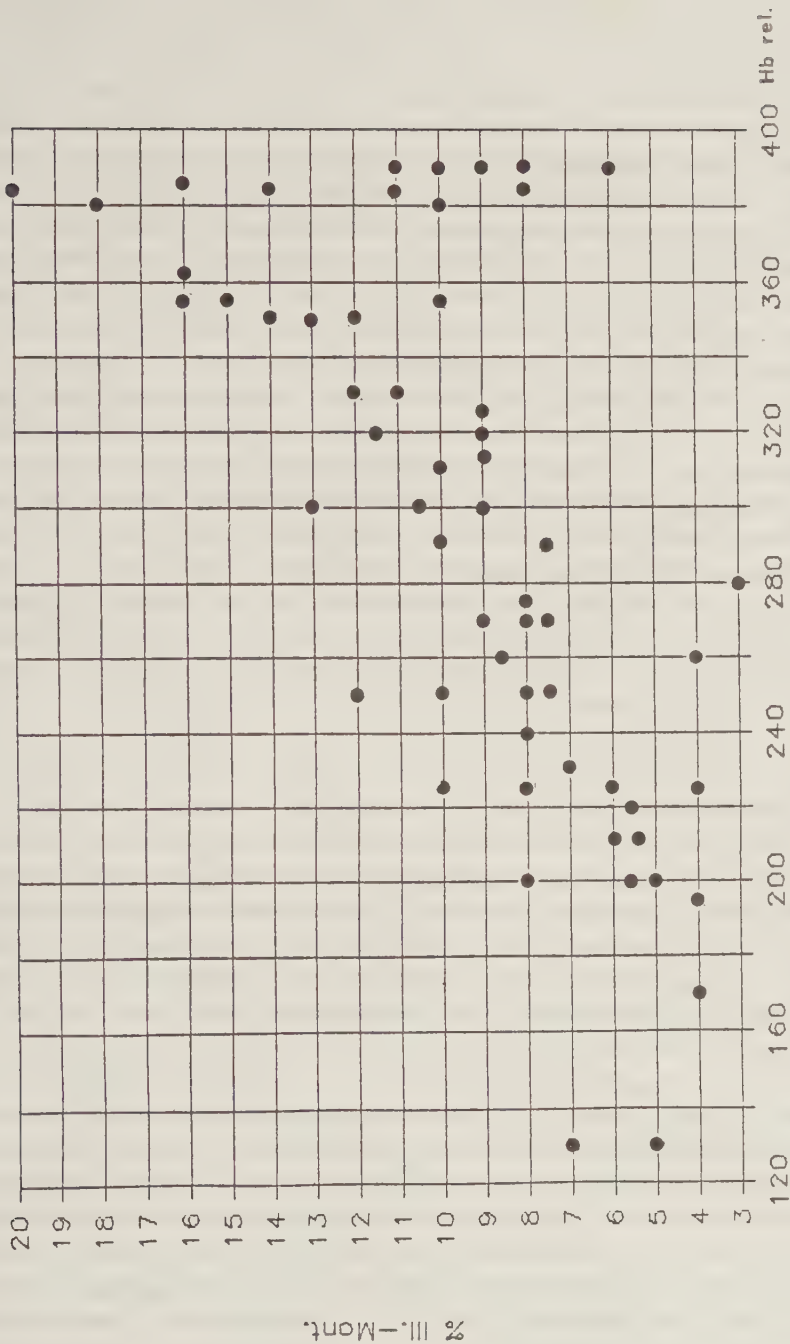


Abb.:79

Die Gegenüberstellung der Illit-Montmorillonitgehalte aus Sandsteinen der Bohrungen zeigt einen Bezug zu den Illitkristallinitäten. Kleine Hb rel. Werte sind mit geringen I-M Gehalten verknüpft, bedingt durch eine Montmorillonit Transformation nach Illit.

8.7 Illitpolytypie

YODER & EUGSTER (1955) und VELDE (1965) stellten für die in der Natur vorkommenden Glimmerstapelfolgen: 1Md, 1M, 2M₁, 2M₂ und 3T im Labor eine Beziehung zwischen Stapeltyp und Temperaturen her. Danach sind 1Md und 1M Glimmer nur metastabile Vorstufen, die mit zunehmender Zeit, Temperatur und zunehmendem Druck in den stabilen 2M₁-Typ umgewandelt werden. Nach VELDE (1965) wird dies schon bei ca. 125°C und 4.5 kb erreicht.

VELDE & HOWER (1963), REYNOLDS (1963) und MAXWELL & HOWER (1967) konnten die Temperaturabhängigkeit auf sedimentäre Illite beziehen und die Zunahme von 2M gegenüber 1Md Illiten als Hinweis auf stärkere Diagenese bzw. beginnende Metamorphose nutzten. Hierbei mußte jedoch sichergestellt sein, daß eine detritische Zufuhr von 2M Illiten auszuschließen ist.

Für die Keuper Illite konnte eine solche Einschränkung von vornherein nicht getroffen werden. Es wurde deshalb, um den Einfluß detritischen Illits kleinzuhalten, nur die Korngröße <0.002 mm untersucht.

8.7.1 Methodik

In den beprobten Keupersedimenten konnten 1M und 3T Illite nicht festgestellt werden. Der 1Md und 2M Anteil wurde nach dem Verfahren von MAXWELL & HOWER (1967) röntgenographisch an Pulverpräparaten bestimmt. Die 2M₁ und 2M₂ Subtypen lassen sich in natürlichen Illiten kaum differenzieren, daher wurden sie als 2M Polytyp zusammengefaßt. Nach BRAUCKMANN (1984) soll der 2M₁ Typ deutlich überwiegen.

1Md Illit zeigt gegenüber 2M Illiten keinen Reflex bei 2.8 Å, besitzt jedoch wie alle Glimmer die Reflexgruppe bei 2.58 Å. Aus dem Intensitätsverhältnis der 2.8/2.58 Reflexe kann daher der 2M Anteil im Probenmaterial abgeschätzt werden. Die Bestimmung der Peakflächen erfolgte rechnerunterstützt, wobei nicht nach der Eichgeraden von MAXWELL & HOWER (1967) korrigiert, sondern diejenige von BRAUCKMANN (1984) benutzt wurde. Das Flächenverhältnis liegt hier bei 0.276 für reinen Muskovit, gegenüber 0.24 bei MAXWELL & HOWER (1967).

Es wurde Probenmaterial verwendet, das einen relativen

Illitgehalt >80% und einen Chloritanteil <10% aufwies. Die ermittelten Werte wurden um den störenden Chlorit-(und Kaolinit-) Anteil rechnerisch korrigiert, da die Beseitigung von Chlorit und Kaolinit durch Kochen mit HCl keine nennenswerten Ergebnisse brachte. Die rechnerische Reduktion ist notwendig, da der Chloritreflex sich bei 2.58 Å mit dem des Illits überlagert und den 2M Anteil im Probenmaterial zu niederen Werten hin verfälscht.

Für die Chloritkorrektur wurde ein Faktor von 0.67 angenommen, mit dem der ermittelte Chloritgehalt multipliziert werden muß (BRAUCKMANN 1984).

Für die Kaolinitkorrektur ergibt sich analog zum Chlorit ein Faktor von 1.13 mit dem der Kaolinitgehalt einer Probe multipliziert werden muß. Da nach der Literatur keine Korrekturen für vorhandene Montmorillonite bekannt war, wurden nur solche Proben ausgewählt, die keine oder nur geringe Gehalte (<5%) aufwiesen.

8.7.2 Befunde

Wie Abb. 80 zeigt, besteht eine deutliche Relation zwischen der Illitkristallinität und dem Polytypverhältnis 2M/2M+1M. Ein größerer Anteil an 2M Illiten ist demnach nicht detritisch zugeführt, sondern am Ablagerungsort thermisch aus 1Md transformiert worden. Dies zeigt sich durch die Ordinatenwerte (ca. 30%), bei niederen Diagenesegraden (>400 Hb rel.).

Erst mit ca. 300-400 Hb rel. (Temperaturen >90°C; vgl. Kap. 8.6.2) wird ein deutliches Neuwachstum des 2M Polytyps erreicht. Dies steht im Einklang mit den von VELDE (1965) gemachten Beobachtungen.

In Probenbereichen mit Diagenesegraden >400 Hb rel. kann der ermittelte 2M Anteil sowohl detritischen als auch diagenetischen Ursprungs sein. Bei etwa 150 Hb rel., im Übergangsbereich zwischen Anchi- und Epizone sind die Illite offensichtlich nahezu vollständig in 2M Polytypen überführt. Das Ergebnis steht im Einklang mit den Befunden von MAXWELL & HOWER (1967) und FREY (1970). Nach KOSSOVSKAYA et al. (1970) wird gerade in karbonatischen Sedimenten von Evaporitfolgen der 2M Polytyp neugebildet.

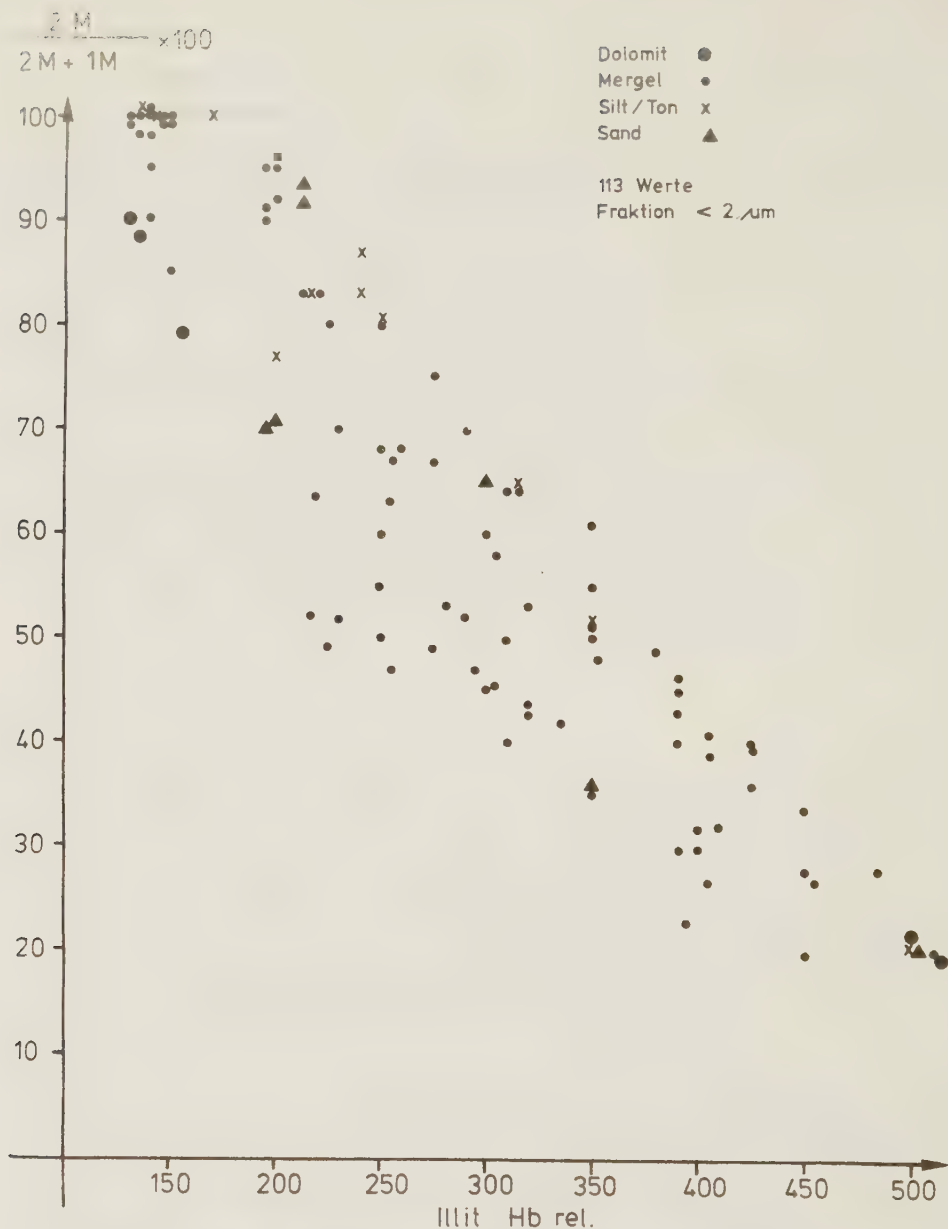


Abb.: 80 Zusammenhang zwischen Illitpolytypie und Illitkristallinität. Der Anteil der Hochtemperaturmodifikation 2 M nimmt mit steigendem Diagenesegrad zu.

8.7.3 ESQUEVIN-Diagramm

Die relativen Intensitäten von Illitbasalreflexen (001) unterliegen der Beeinflussung durch die Art der Kationenbesetzung der Oktaederpositionen. Für dioktaedrische Glimmer ist das Intensitätsverhältnis $I(002)/I(001)$ größer als für trioktaedrische. Daher kann man dieses Verhältnis als Näherungswert für den $Al/(Fe-Mg)$ -Anteil im Gitter werten. ESQUEVIN (1969) benutzte diese Abhängigkeit, um den Zusammenhang zwischen Illitkristallinität und Oktaederbesetzung von 1Md Illiten aufzuzeigen. Dabei wurde nachgewiesen, daß ein höherer Al-Gehalt in den Oktaederlagen die Rekristallisation begünstigt, während Fe- und Mg-Gehalte hemmend wirken. Die Grenze zwischen Fe-/Mg- und Al-betonten Illiten zog ESQUEVIN (1969) bei dem Intensitätsverhältnis von 0.3. Diese Festlegung erscheint willkürlich, da WEAVER (1965) feststellte, daß zunehmender K-Mangel im Illit das $I(002)/I(001)$ -Verhältnis ebenso erniedrigt. Jedoch erscheint die Benutzung des ESQUEVIN-Diagrammes zur Charakterisierung von temperaturbeeinflussten Bildungsmilieus hinsichtlich des Illits verwendbar (Abb.: 81).

Die Bestimmung des $I(002)/I(001)$ -Verhältnisses erfolgte rechnerunterstützt über die Reflexflächen lufttrockener Texturpräparate der Fraktion <0.002 mm. Da die 003-Reflexe von Montmorilloniten Überlagerungen mit dem 002-Illitreflex zeigen, wurden nur Proben verwendet, deren Montmorillonitgehalt $<5\%$ betrug.

Eine Zunahme des $I(002)/I(001)$ -Verhältnisses mit verbesserter Illitkristallinität ist in der Tonfraktion in allen Gesteinstypen festzustellen. Dies deutet auf eine Erhöhung des $Al/Fe+Mg$ -Verhältnisses und/oder einen K-Einbau mit steigenden Diagenese-graden. Vernachlässigt man den möglichen K-Einfluß, so wäre der Illit im Übergangsbereich zwischen Hochdiagenese zur Anchizone von phengitischer Ausbildung. Im Grenzbereich zwischen Anchi- und Epizone wäre dann eine muskovitische Zusammensetzung erreicht (ESQUEVIN 1969).

In Abb. 81 zeigen Illite im Einflußbereich der Plutone deutlich höhere Diagenesegrade als solche die abseits beprobt wurden. Die Abgrenzung der Diagenesestufen erfolgte sensu KÜBLER 1967 (vgl. Kap. 8.6.2).

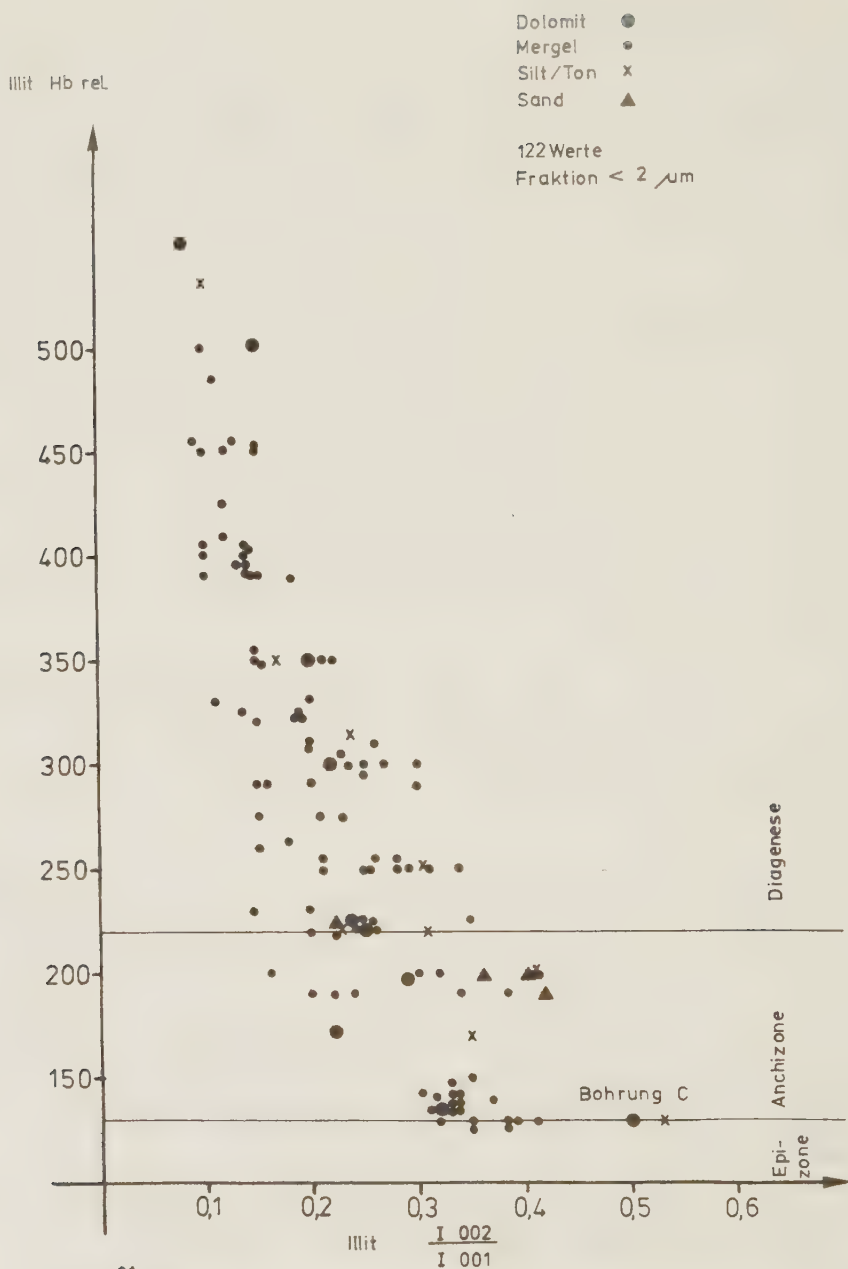


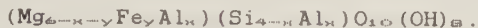
Abb.: 81

Lage der Illite < 2 μ m im Esquevin-Diagramm. Das Intensitätsverhältnis der ersten beiden Basalreflexe zeigt eine deutliche Abhängigkeit vom Kristallisationsgrad.

8.8 Chloritspezies

8.8.1 Methodik

Die Bestimmung der Chloritspezies erfolgte röntgenographisch an glykolisierten Texturpräparaten der Fraktion < 0.002 mm, nach dem Verfahren von PETRUK (1964). Hierbei werden die Informationen über die ungefähre Zusammensetzung der Chlorite bezogen auf einen idealen, theoretischen Chlorit mit der Summenformel:



Die Bestimmung des Chemismus ist durch die Lage und Intensitäten der Basalreflexe näherungsweise möglich. Dabei sollte im Probenmaterial ein Chloritanteil >5% vorhanden sein. Das Si/Al-Verhältnis der Tetraederpositionen (x-Parameter) wird durch die lineare Korrelation zwischen Basisabstand und dem Ausmaß der Al-Substitution ausgedrückt (BRINDLEY in BROWN 1961).

$$d(001)=14.55-0.29x \quad (x=\text{gemessene Lage des } 001\text{-Reflexes})$$

Der y-Parameter gibt den Anteil der schweren Atome in den Oktaederpositionen an. Da Fe-Atome die Röntgenstrahlen etwa doppelt so stark streuen wie die leichteren Atome Mg, Al und Si, ergeben sich dadurch deutliche Unterschiede bei den Intensitäten der Basalreflexe. Neben Fe kommen Mn und Cr als "schwere Atome" für die Oktaederpositionen in Betracht. PETRUK (1964) gibt theoretische Kurven an, aus denen, mit den Intensitäten der vier Basalreflexe 2. bis 5. Ordnung, der Gehalt an schweren Atomen in Oktaederposition, sowie die "asymmetrische" Verteilung dieser Komponenten über die Oktaederlage und die Zwischenlage zu bestimmen ist.

Nach XRF-Analysen in Keuperproben ist Fe das wichtigste Element in den Oktaederpositionen der Chlorite. Mn und Cr sind weitgehend auszuschließen. Dies wurde durch stichprobenartige, mikroskopische Untersuchungen an Chloriten, der Fraktion >0.020 mm bestätigt.

8.8.2 Befunde

Die Ergebnisse der Chloritspezies-Analyse wurden im HEY-Diagramm (1954) dargestellt. Danach zeigt das Probenmaterial deutliche Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der Chlorite je nach Ablagerungsraum.

Chlorite der Evaporit-Sequenzen zeigen nach ihrem Si/Al-Verhältnis eine intermediäre Zusammensetzung. In den Oktaederpositionen dominieren Mg-Atome. Nach der Nomenklatur von HEY (1954) handelt es sich überwiegend um Sheridanit, Clinochlor oder Pennin (Abb.: 82-85).

Da in der Fraktion < 0.002 mm dieser Sequenzen im Probenmaterial generell Mg-Chlorite vorherrschen, dürften diese Tonminerale im Sediment größtenteils neu gebildet worden sein. Die konservierende Wirkung des Dolomitanteils in den Mergeln sowie der erhöhte Mg-Gehalt in diesen Folgen, ließen eine frühdiagenetische Bildung dieser Chlorite zu. Eine mikroskopische Chloritanalyse an gröberen Fraktionen zeigte allerdings ebenfalls bevorzugt Mg-Chlorite, daneben sind untergeordnet auch Fe-betonte Chlorite in den Mergeln der Evaporit-Sequenz festgestellt worden. Eine detritische Zufuhr des Grobanteils kann infolge der chemischen Varianz der Chlorite jedoch nicht ausgeschlossen werden.

In den fluviatilen und brackischen Sequenzen ist das Si/Al-Verhältnis intermediär bis Al-betont. Generell liegt der Fe-Anteil der Chlorite höher als in den evaporitischen. Der Zusammensetzung nach handelt es sich hierbei hauptsächlich um Corundophylite, Rhipidolithe und Pycnochlorite (Abb.: 82 - 85). Eine Differenzierung in früh- oder spätdiagenetische Bildung erscheint in diesem Faziesbereich nicht möglich, da in den poröseren Materialien Fe-haltige Wässer zu jeder Zeit zum Chloritwachstum führen können. Die Metallkationen dürften durch eingelagerte, umgewandelte Biotite und Erzphasen bereitgestellt worden sein.

Mikroskopische Untersuchungen der gröberen Fraktionen zeigen eine starke Varianz in der Chemischen Zusammensetzung der Chlorite dieser Faziesräume, daher ist auch in der feinsten Fraktion eine detritische Zufuhr nicht auszuschließen.

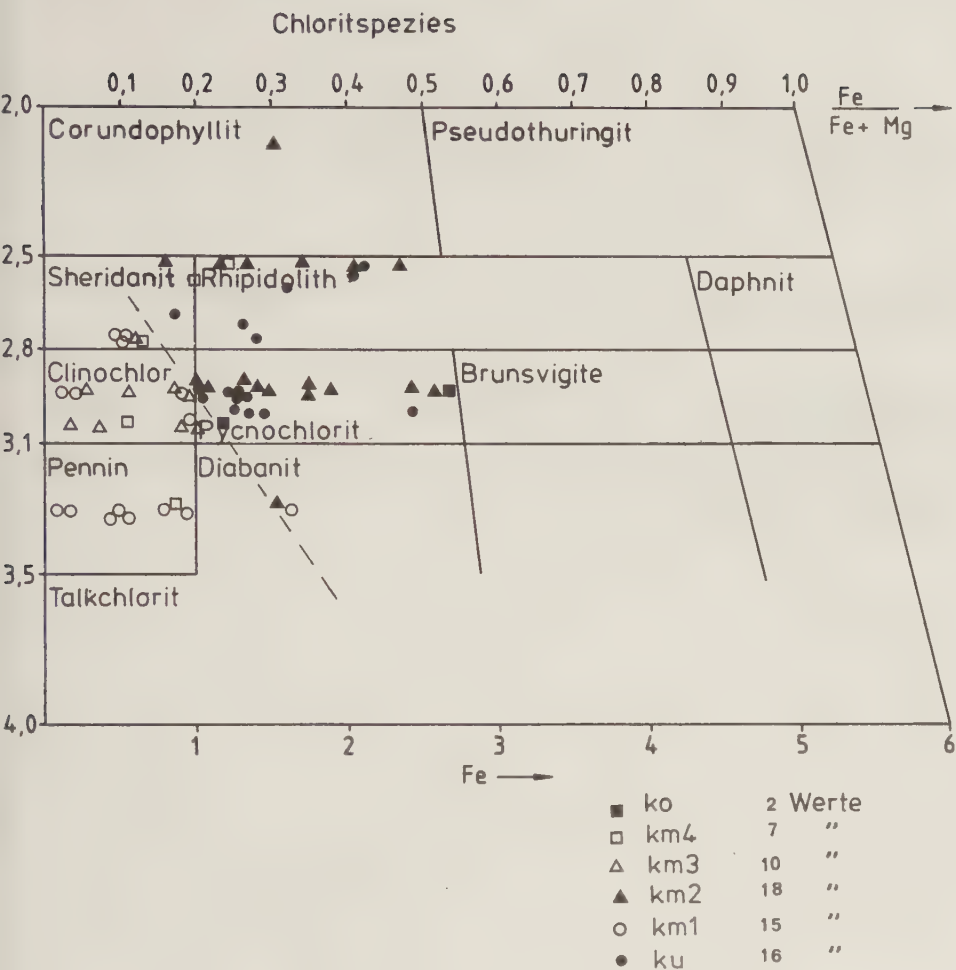


Abb.:82

Chloritspezies im Osnabrücker-Bergland (Fraktion $< 0.002 \text{ mm}$).

Durch die gestrichelte Linie werden Proben aus evaporitischen Sequenzen (links) abgegrenzt.

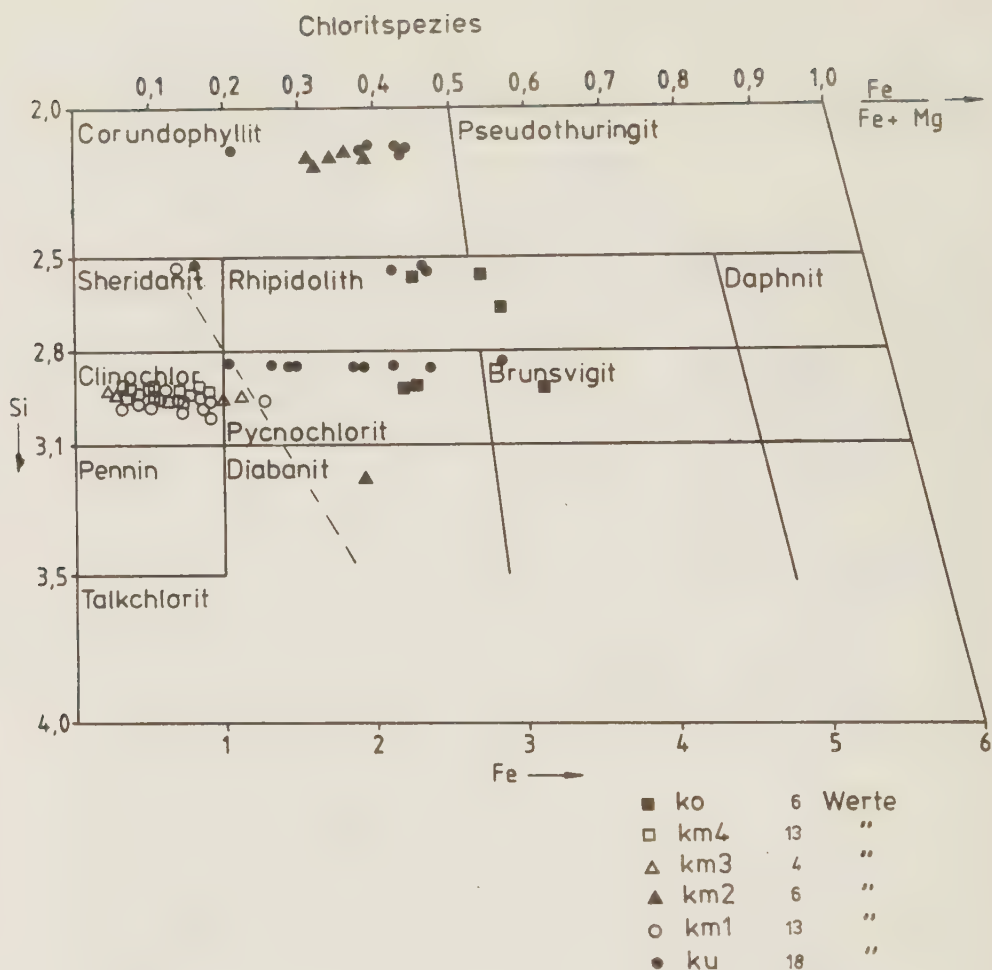


Abb.:83

Chloritspezies im Lippischen Bergland (Fraktion < 0.002 mm).
Durch die gestrichelte Linie werden Proben aus evaporitischen
Sequenzen (links) abgegrenzt.

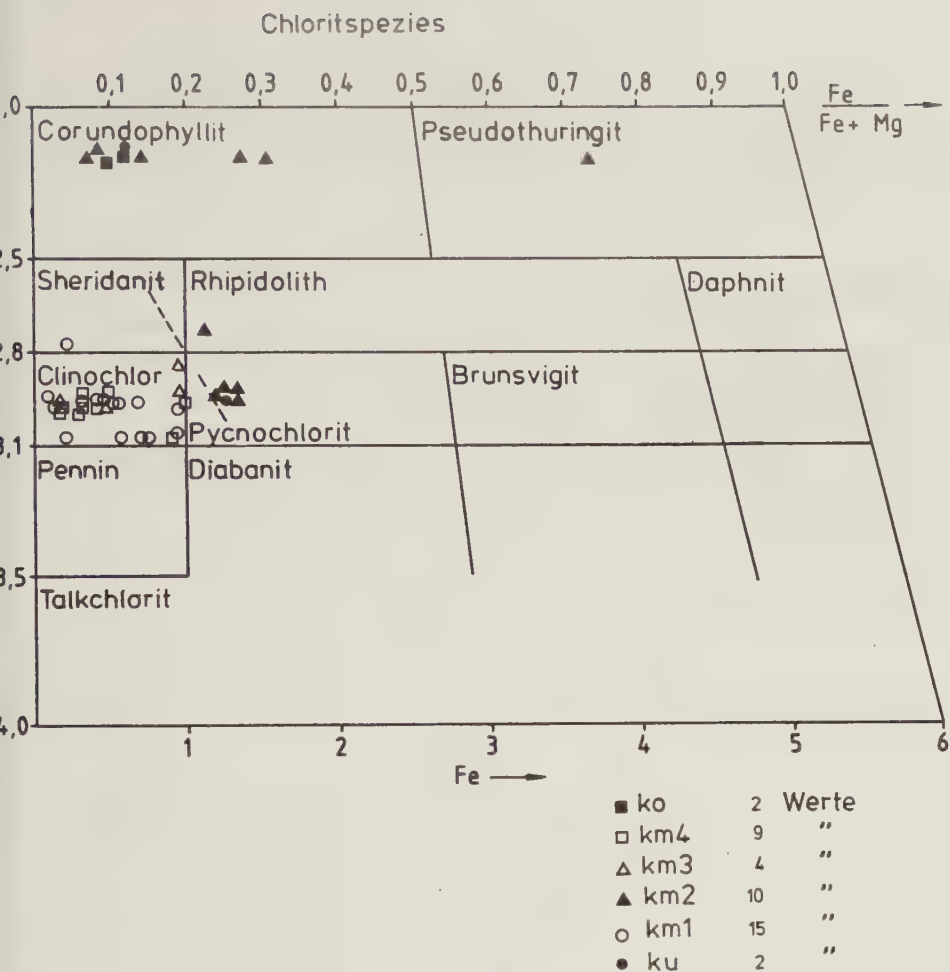


Abb.:84

Chloritspezies im nördlichen Harz-Vorland (Fraktion < 0.002 mm).
Durch die gestrichelte Linie werden die Proben aus evaporitischen
Sequenzen (links) abgegrenzt.

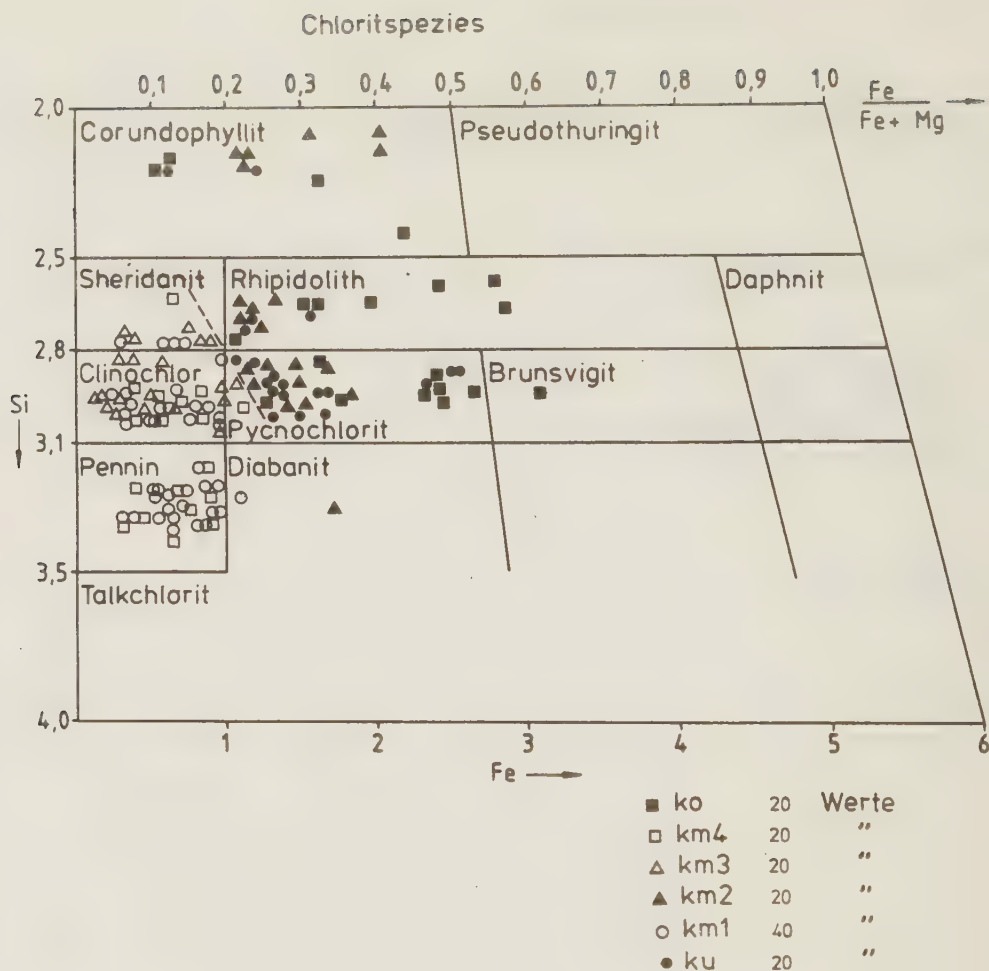


Abb.: 85

Chloritspezies der Beckenbohrungen (Fraktion < 0,002 mm).

Durch die gestrichelte Linie werden die Proben aus evaporitischen Sequenzen (links) abgegrenzt.

9. Boranalyse

Bor gilt als Spurenelement, das mit zunehmender Salinität verstärkt in Illiten eingebaut wird. Bereits GOLDSCHMIDT & PETERS (1932) stellten in marinen Tonen erhöhte Gehalte fest. Der durchschnittliche Borgehalt im Meerwasser wird mit ca. 4.8 mg/l angegeben.

Untersuchungen von HARDER (1959, 1961) ergaben, daß das Element nicht adsorptiv in den Tonen, speziell im Illit, eingelagert, sondern bevorzugt in die Tetraederpositionen an Stelle von Al^{3+} eingebaut wird, und zwar nach HARDER (1963) abhängig von der Salinität des Ablagerungsmilieus, der Verweildauer am Ablagerungsort und der Diagenesetemperatur.

Nach HARDER (1963) weisen Illite des küstennahen und Schelfbereichs niedrigere Borgehalte auf als Illite aus Salzpflannen oder vom Tiefseeboden. Geringste Gehalte zeigen sich in Illiten aus fluviatilen oder terrestrischen Tonen. In der Hochdiagenese und Metamorphose wird der Boranteil im Illit reduziert. Der Einbau erfolgt zeitlich exponentiell, d. h. nach relativ kurzer Ablagerungszeit, in einem borführenden Environment, sind bereits erhöhte B-Anteile in den entsprechenden Gitterpositionen festzustellen. Mit zunehmender Zeit erfolgt der Eintausch langsamer.

Erhöhte Temperaturen verstärken die Reaktion. Bei ca. 80°C läßt sich nach HARDER (1961) ein Optimum im Labor bereits nach 35 Tagen erreichen. Hierbei nimmt der pH-Wert des Wassers keinen Einfluß auf die Austauschaktivität. Bei ca. 80°C wird etwa 4-5 mal mehr Bor eingebaut als bei ca. 15°C. Bei 4°C liegt der Wert nur noch bei der Hälfte des Wertes von 15°C.

In natürlichen Illiten können maximal 1/10 der möglichen Gitterplätze unter günstigen chemischen Bedingungen vom Bor belegt werden.

Untersuchungen an Kaoliniten, Montmorilloniten (HARDER 1961) und Chloriten (HARDER 1963, 1970) ergaben, daß nur unwesentliche Borgehalte eingetauscht wurden.

Um einen borarmen terrestrischen oder limnischen Illit durch Umlagerung ins marine Milieu in einen borreichen umzuwandeln, ist nach HARDER (1961) ein Zeitraum von mindestens 10000 a erforderlich.

Normalwerte für Borgehalte in Illiten aus marinen Serien liegen bei Werten >110 ppm (z.B. Muschelkalk). Fluviale oder limnisch geprägte Illite weisen dagegen nur Gehalte von ca. 35 ppm auf. Der einmal im Illitgitter eingelagerte Boranteil wird durch Verwitterungs- oder Süßwassereinflüsse über geologische Zeiträume nur unwesentlich herabgesetzt.

9.1 Methodik

Die Boranalyse erfolgte über das gesamte Keuperprofil nach dem Verfahren von TROLL & SAURER (1985) an ca. 120 Mergelproben in der Fraktion <0.063 mm. Der relative Illitgehalt im ausgewählten Probenmaterial betrug immer $>75\%$.

Zur Analyse werden jeweils 1000 mg des Probenmaterials bei 105°C , 2 Stunden getrocknet und mit 6 g Na_2CO_3 (p.A.; dehydratisiert) gemischt. Das aufbereitete Pulver wird anschließend im Platintiegel mit 1 g Na_2CO_3 abgedeckt und im Muffelofen bei 1000°C ca. 30 Min. geschmolzen. Nachdem das Schmelzgut auf Zimmertemperatur abgekühlt ist kann es mit 4 n HCl (pH ca. 1-2) in PTFE Gefäßen (250 ml) aufgelöst werden. Zum Abfiltern der Lösung sind Quarztrichter und Filterpapier (Nr. 589; Merk) zu verwenden. Das Nachspülen der PTFE Becher und des Filterkuchens erfolgt mit 0.1 n HCl (pH ca. 1). Die gefilterte Lösung wird anschließend auf 100 ml mit destilliertem Wasser aufgefüllt und in PTFE Scheidetrichtern mit 20 ml Äthylhexan-1,3-Diol versetzt. Die Extraktion (Schüttelzeit ca. 2 Min.) erfolgt 2 mal. Anschließend werden die gebildeten Bor-Komplexe mit 20 ml 0.5 n NaOH in einem weiteren Arbeitsgang im PTFE Scheidetrichter wieder aufgelöst (Schüttelzeit ca. 2 Min.) und bei zu erwartenden geringen Borgehalten mit 25 ml destilliertem Wasser verdünnt.

Zur Lösungsphotometrie werden 2 ml der erhaltenen Probe in einen Quarzbecher gegeben, mit 2 Tropfen konzentrierter HCl, 10 ml Carmin Reagenz und 10 ml H_2SO_4 (konzentriert) behandelt und im Wasserbad auf ca. 10°C gekühlt. Zur spektralphotometrischen Messung wurden 5 cm Quarzküvetten verwendet. Die benutzte Wellenlänge zur Bestimmung der Extinktionen betrug 610 nm.

Für die Anfertigung der Eichkurve standen Präparate, die im Handel vertrieben werden, zur Verfügung (SY2, BCS 375, BCS 376,

GM, TB). Als Blindproben dienten NaOH und Na_2CO_3 Lösungen. Die Nachweisgrenze für Bor liegt bei diesem Verfahren bei ca. 5 ppm.

9.2 Befunde

Die Ergebnisse (Abb.: 86) zeigen eine deutliche Abhängigkeit des im Illit eingebauten Bor vom Environment.

Im Bereich des südlichen Beckenrandes sind die Borgehalte generell niedriger als im Becken. Dies ist auf Salinitätsunterschiede zurückzuführen. Ebenfalls könnten die erhöhten Diagenesegrade bei Bramsche/Osnabrück und Vlotho zur Erniedrigung der ursprünglichen Borgehalte in den Illiten beigetragen haben (vgl. Kap. 8.6; 8.7; Abb.: 86.). Dies tritt aber durch die Abb. 87-95 nicht deutlich hervor. Da die Probennahme über das Becken verteilt erfolgte, kann der deutliche Kurvenversatz zwischen Becken und Beckenrand möglicherweise durch beide Faktoren beeinflußt worden sein.

Die Illite der brackisch-fluviatilen Schichtgruppen (ku1, ku1', km2, ko.u) zeigen die geringsten Borgehalte. Mit zunehmender Salinität steigt die Einlagerung des Bors ins Illitgitter. Daher sind erhöhte Gehalte in den Playa-Sebkha-Sedimenten des ku2, km1, km3 und km4 festzustellen. Erhöhte Temperaturen während der Sedimentation dürften die Boreinlagerung erleichtert haben. Ab dem Mittelrhät wird der brackisch-marine Einfluß im westlichen Becken stärker. Dies spiegelt sich in den nahezu gleichen Borgehalten wider, wie sie in der Evaporitsequenz vorzufinden sind. Da in vollmarinen Sedimenten Borgehalte >250 ppm (z.B. Muschelkalk) zu erwarten sind (HARDER 1961, 1963), kann es sich bei den ermittelten Werten (bis 150 ppm) nur um Indikatoren eines weniger marinen Environments handeln. Möglicherweise kann dieser Ablagerungsraum als Verzahnungsbereich zwischen marinem und fluviatilem Milieu angesehen werden.

In der lateralen Verbreitung der Borgehalte (Abb.: 87 - 95) zeigen sich deutliche Parallelen zu den ermittelten Fazies- bzw. Mächtigkeitsausbildungen im Becken (vgl. Kap. 2.3; Abb.: 21-31). Im ku werden die Konturen des südlichen Beckenrandes und der Hunte Schwelle durch geringe Borgehalte markiert. Ebenso zeigt

sich diese Entwicklung im nördlichen Schleswig-Holstein, im Anstieg zum Fünen Hoch. Durch die geringen Borgehalte (ca. 29-60 ppm) werden diese Bereiche als Ablagerungsraum überwiegend brackisch-fluviatiler Sedimente charakterisiert. Westlich der Hunte Schwelle, im Bereich der Emssenke, nehmen die Gehalte, vermutlich infolge verstärkter Marinität zu (143 ppm). Im Bereich der Hessischen Senke wird dagegen der erhöhte Schüttungseinfluß der Unterkeupersandsteine von den angrenzenden Hochgebieten deutlich (29-37 ppm; Abb.: 87, 88).

Während des km1 bleiben die vorgegebenen Bor-Isolinienverläufe weitgehend erhalten. Lediglich die Gehalte erhöhen sich durch die zunehmende Evaporation. Maximalwerte über 170 ppm wurden festgestellt (Abb.: 89).

Mit der Ausbreitung der km2 Schüttungen verändert sich der Isolinienplan des Beckens. Deutlich geringere Gehalte sind in allen Teilen des Ablagerungsraumes, entsprechend der Hauptausbreitungsrichtung des fluviatilen Systems, zu beobachten. Die Kontur der Hunte Schwelle zeigt sich durch die Borgehalte älteren Schichtgruppen gegenüber weniger deutlich ausgebildet. Westlich einer gedachten Linie (Husum-Münster) scheint der marine Einfluß während des km2 zu überwiegen. Dies wird durch die Borgehalte über 140 ppm dokumentiert (Abb.: 90). Vermutlich kann dieser Raum als Verzahnungsbereich zwischen der mehr fluviatil-lakustrinen Fazies, mit erhöhter Sedimentzufuhr, und einer vermehrt evaporitischen Fazies, abseits der Hauptvorbaurichtung, mit geringeren Schüttungsraten, angesehen werden.

Im evaporitischen km3 nehmen die Gehalte im Becken erneut zu. Hohe Borgehalte weisen diese Sedimente als Ablagerungen des Playa-Sebkha-Milieus aus. Sie zeigen in ihrer lateralen Verbreitung nahezu konstante Werte. Dies läßt auf einheitliche sedimentäre und chemische Bedingungen während dieser Zeit schließen (Abb.: 91).

Gegenüber dem km3 nehmen die Gehalte bei ähnlichem Isolinienverlauf, im km4 deutlich ab (Abb.: 92). Dies kann durch geringe klimatische Veränderungen und damit verbundenen Salinitätsabnahmen erklärt werden.

Mit dem fluviatil geprägten Unterrhät wird die Borverteilung im Becken durch Schüttungen in NW-Richtung erneut umgestellt. Dies

zeigt sich durch niedrige Gehalte östlich der Weser und erhöhte Werte westlich von Bremen (Abb.: 93).

Während des höheren Rhäts bleibt diese Grundstruktur weitgehend erhalten. Jedoch variieren die Isolinienverläufe je nach Schüttungsintensitäten und -Verlauf (Abb.: 94, 95). Generell scheint für das Rhät im Raum westlich von Bremen ein Übergangsbereich zwischen marin geprägtem und mehr brackisch-fluviatil bestimmten Ablagerungsraum zu liegen. Dies korrespondiert mit den Ergebnissen des Kap. 2.3 (Abb.: 28-31).

Bor-Analyse in Illiten (Fraktion < 63µm)

Probenanzahl: 120

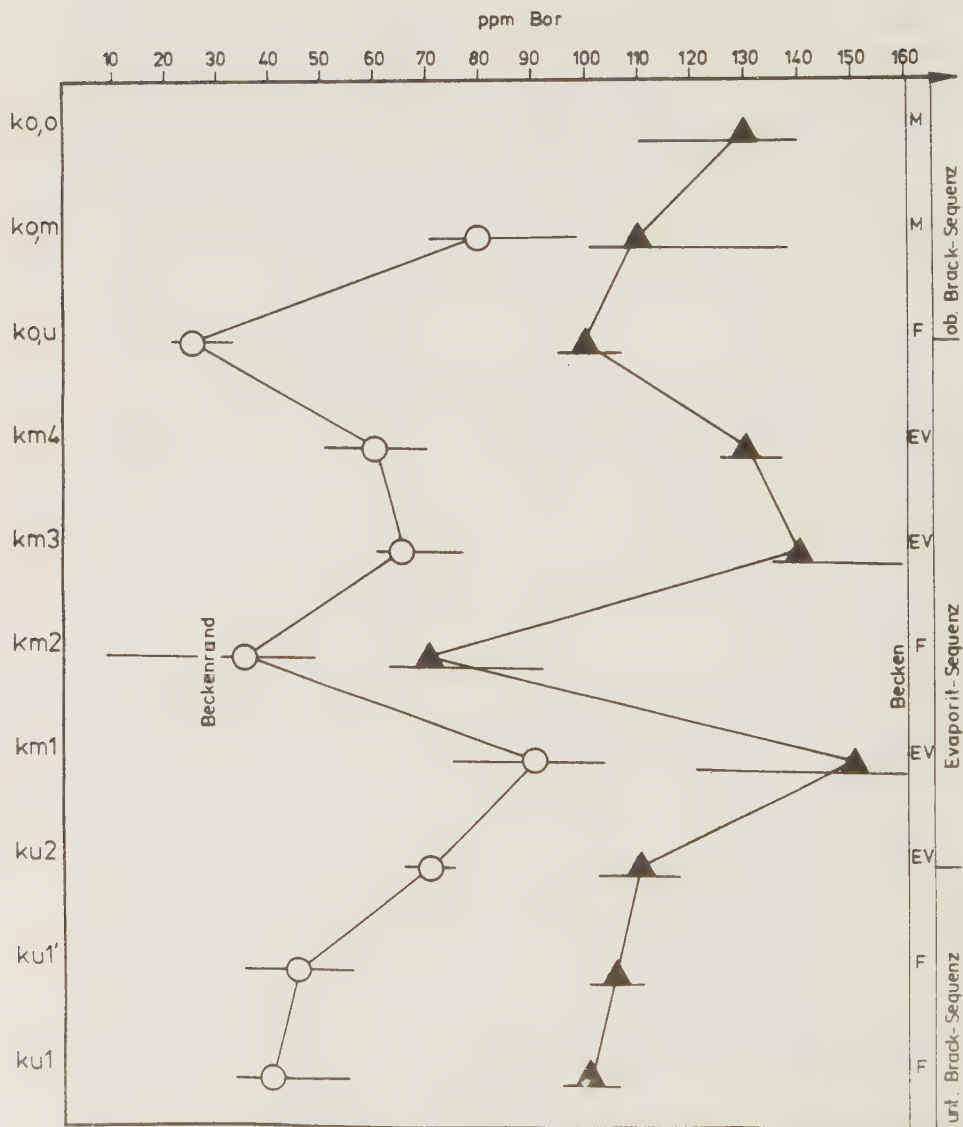


Abb. 86

Bor-Verteilung im Keuperprofil, ermittelt in Illiten (< 63µm). Linke Kurve, Proben des südlichen Beckenrandes. Rechts Proben aus Beckenbohrungen. M= marin - brackisch, F= fluviatil/lakustrin - brackisch, EV= evaporitisch. Horizontalen geben Wertestreueung an.



Abb.:87

Bor-Verteilung im ku1.
Angaben in ppm.

LEWANDOWSKI 1996



Abb. 188

Bor-Verteilung im ku1'.
Angaben in ppm.

LEHMANN & SOHN 1986



Abb.:89

Bor-Verteilung im km¹.
Angaben in ppm.

LEHMANN & SOHN 1986



Abb.: 90

Bor-Verteilung im km².
Angaben in ppm.



Abb.:91

Bor-Verteilung im km^3 .
Angaben in ppm.

LEWANDOWSKI 1986



Abb.:92

Bor-Verteilung im km⁴.
Angaben in ppm.



Abb.:93

Bor-Verteilung im ko,u.
Angaben in ppm.

LEWANDOWSKI 1986



Abb.:95

Bor-Verteilung im ko.o.
Angaben in ppm.

LEWANDOWSKI 1986

11. Inkohlungsuntersuchung

Inkohlungsuntersuchungen wurden an Proben eines Flözes im ko,m (Holtrup-Glied; Lok 211; GK 3631: Querenhorst E, ehem. Ziegeleigrube d. Fa. H. Hinzen bei Mackenrode) im nördlichen Harz-Vorland durchgeführt.

Zur Bestimmung der Vitrinitreflexion wurden Kohlenstücke in Kunstharz eingegossen und als Dickschliffe hoch poliert angefertigt. Die Reflexionsmessungen erfolgten am Auflichtmikroskop.

Der Maceralbestand des Flözes setzt sich ausschließlich aus Vitrinitkomponenten zusammen.

Die Vitrinitreflexion (R_m) beträgt 0.91 (Mittel von 10 Werten; Standardabweichung = 0.02; kleinster Wert = 0.89; größter Wert = 0.96).

Der Inkohlungsgrad ist demnach sehr niedrig, er entspricht etwa dem Gasflammkohlen-Stadium.

Dieses Ergebnis korrespondiert mit den ermittelten Illitkristallinitätswerten dieses Raumes (H_b rel. 400; vgl. Kap. 8.6.2; Abb.: 76).

Nach WASSOJEWITSCH et al. (1969) entspricht dieser Wert einer Temperatur von ca. 90°C.

Nach STACH (1982) kann für Vitrinitreflexionen von ca. 0.9 R_m , bei einer Verweildauer von ca. 190 Mill. a. für Rhätsedimente mit Temperaturen bis max. 110°C gerechnet werden.

Das Ergebnis beweist erneut, daß der Probenraum des nördlichen Harz-Vorlandes postkeuperzeitlich keinen thermalen Ereignissen unterlag. Die ermittelte Temperatur wurde lediglich durch die Versenkung erzeugt. Hierzu würde bei normalem Temperaturgradienten ein Sedimentstapel von ca. 3000 m ausreichen. Setzt man eine durchschnittliche Restmächtigkeit des Rhäts von ca. 50 m an, so war in diesem Raum während der Inkohlung des Flözes der Jura mit ca 150-1200 m ausgebildet und außerdem von ca. 1900 m Kreidesedimenten überlagert (KOCKEL 1981).

Eine thermische Beeinflussung durch die bessere Wärmeleitfähigkeit (Schloteffekt) benachbarter Salzstöcke (Heiligendorf, Dorm) kann auf Grund der Entfernungen (ca. 10-15 km) ausgeschlossen werden.

11. Zusammenfassung

11.1 Ablagerungsmilieu und Frühdiagenese

Der nordwestdeutsche Keuper zeigt eine große Vielfalt sedimentärer Environments, die sich in der Zusammensetzung und Farbe der Sedimente zu erkennen gibt:

ko	brackisch-	graue Sand-	Kaol., Ill., Chl., Ill-Chl.
	fluviatil	bis Tonsteine	
km4o	Dolcrete-	graue (bunte)	Ill., Chl., Corr., Palyg.
	Playa Sequenz	Mergel,	
		Dolomit	
km4u	Evaporit-	bunte Mergel,	Ill., Chl., Corr., Palyg.,
&	Playa Sequenz	Dolomit,	Chl-Sw Chl.
km3		Anhydrit,	
		Steinsalz	
km2	fluviatil	graue bis	Ill., Chl., Ill-Chl., Glauk.
		grau-grüne	
		Sand- bis	
		Tonsteine u.	
	lacustrin	rote Mergel,	Ill., Chl.
		vereinzelte	
		Dolomite	
km1	Evaporit-	bunte Mergel,	Ill., Chl., Corr., Palyg.,
&	Playa Sequenz	Dolomit,	Chl-Sw Chl.
ku2		Anhydrit,	
		Steinsalz	
ku	brackisch-	bunte Sand-	Ill., Chl., Glauk.
	fluviatil	bis Mergel-	
		steine,	
		Dolomit	

Diese Entwicklung wird durch die Borgehalte der Illite (20-160 ppm), die Sr-Gehalte (20-1880 ppm) und den Ca-Überschuß der Dolomite (49-54 Mol% Ca im Dolomit) nachgezeichnet.

Als authigene Tonminerale sind in den evaporitischen Schichtgliedern Mg-Chlorit, Corrensit und Palygorskit, in den fluviatilen Sandsteinen Kaolinit, Illit-Chlorit, Glaukonit und z.T. Fe-Chlorit anzusehen.

Sie gehören in die Frühdiagenese und spiegeln das sedimentäre Environment.

Fluviatile Schüttungen erfolgten im:

ko	:	von S	:	Böhmische Masse	:	Zr, Ep, Gt (gelb), (Hbl, Stau)
	:		:	(z.T. Rhein. Masse)	:	Zr, Tur, Ap, Ep

km2	:	von NE	:	Skandinavien,	:	Zr, Ep, Gt (rot)
	:	von S	:	Böhmischer Masse,	:	Zr, Ep, Gt (gelb), (Stau)
	:		:	Rheinische Masse	:	Ap, Zr, Ep
	:		:		:	
	:		:		:	(+ Vulkanoklasten)

kul'	:	von NE	:	Skandinavien	:	Ap, Zr, Ep
	:	von S	:	Böhmische Masse	:	Ep, Zr, Gt (gelb), (Stau)
	:	von S	:	Rheinische Masse	:	Zr, Ap, Tur

kul	:	von S	:	Böhmische Masse	:	Ep, Zr, Gt (gelb)
	:	von S	:	Rheinische Masse	:	Ap, Zr, Tur

In den evaporitischen Folgen ließen sich die stabilen Schwermineralparagenesen ebenfalls durch ephemere Zulieferungen von der Böhmischen und Rheinischen Masse erklären.

Im Bereich der Oberflächenverwitterung treten die Tonminerale Chlorit-Vermiculit, Vermiculit (Chlorit), Kaolinit (Feldspat), Illit-Montmorillonit und Montmorillonit (Illit) auf. (In Klammern wurde jeweils das vermutete Ursprungsmineral angeführt).

11.2 Spätdiagenese

Hier ist vor allem der Einfluß der oberkretazischen Plutonkette von Bramsche über Vlotho und weiter nach ESE zu erwähnen. Er zeigt sich am prägnantesten in der Illitkristallinität, die von dem Normalniveau im Becken (400 - 500 Hb rel.) auf 145 - 200 Hb rel. über den Aufheizungscentren ansteigt. Parallel hierzu erhöht sich der Anteil an transformierten 2M-Illiten in Abhängigkeit zum ansteigenden Diagenesegrad.

Andere Erscheinungen in diesem Gebiet (mit Höchstdiagenese bis Anchimetamorphose) sind das Fehlen von Montmorillonit und Illit-Montmorillonit (abgesehen von Verwitterungsbildungen).

Auch die Sedimentfärbung wurde scheinbar im Bereich der Pluton-Epizentren beeinflußt. Herrschen in den evaporitischen Folgen des thermisch unbeeinflussten Beckens bunte Mergelfarben vor, so sind im Dachbereich der Plutone vornehmlich graue Farben verbreitet.

Weiterhin zeigt sich hier verstärkte Neubildung von Pyrit (auch in Mergeln), Quarz ("Lippischer Diamant") und Albit (bis cm Größe in Mergeln). Der Anteil an Fe-Dolomiten erhöht sich mit Annäherung an die Pluton-Epizentren.

12. Literaturverzeichnis

- ASCN (1961): Code of Stratigraphic Nomenclature.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 45, 645-660; Tulsa.
- ALBERTI, F. von (1834): Beiträge zu einer Monographie des bunten Sandsteins, Muschelkalk und Keuper und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation (Trias).- 366 S.; Stuttgart / Tübingen.
- APPEL, D. (1981): Petrographie und Genese der Sandsteine des Unter- und Mittelhäts im nördlichen Harzvorland (Ostniedersachsen).- Mitt. geol. Inst. Univers. Hannover, 20, 133 S.; Hannover.
- BARSCH, O. (1937): Der Aufbau der geophysikalischen Reichsaufnahme.- Oel und Kohle, 13, 641-644; Berlin.
- BARTENSTEIN, H. & WICHER, C. A. (1962): Leitfossilien der Mikropaläontologie, B 2 Trias, 67-72, Bornträger; Berlin.
- BATTERMANN, C. (1983): Fazieskorrelation des Rhäts in Tiefbohrungen im östlichen Niedersachsen.- 132 S., unver. Dipl. Arbeit; Hannover.
- BESLY, B. M. & TURNER, P. (1983): Origin of Red Beds in a Tropical Climate (Eturia Formation, Upper Carboniferous, UK).- in: WILSON, R (ed.): Residual Deposits.- Spec. Pub. Geol. Soc. London, 11, 131-147; London.
- BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea-Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans.- Geol. Soc. Am. Bull., 76, 2, 803-892; New York.

- BÖLSCHKE, W. (1883): Zur Geognosie und Paläontologie der Umgebung von Osnabrück.-Jber. naturwiss. Ver. Osnabrück, 5, 141-183; Osnabrück.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse.- 158 S., Enke Verlag; Stuttgart.
- BOIK, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland.- 330 S., Enke Verlag; Stuttgart.
- BORG, G. (1986): Facetted Garnets Formed by Etching.- Sedimentology, 33, 141-146.
- BRAUCKMANN, F. (1984): Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho.- Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, 14, 195 S.; Bochum.
- BRENNER, K. (1973): Stratigraphie und Paläogeographie des oberen Mittelkeupers in Südwest-Deutschland.- Arb. Geol. Pal. Inst. Univers. Stuttgart, 68, 193-197; Stuttgart.
- BROCKAMP, O. (1979): Diagenetische Veränderungen von Montmorilloniten in Alb-Sedimenten Nordwestdeutschlands.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, 121-136; Krefeld.
- BROWN, G. (1961): The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals.- 544 pp., Min. Soc. (Clay Mineral Group); London.
- BUCH, L. von (1867): Gesammelte Schriften.- Bd. 1, 740 S.; Berlin.
- BUCHNER, M. & SERAPHIM, E. T. (1973): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes, Teil 1, Karbon bis Keuper.- Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, 21, 17-95; Bielefeld.

- (1977): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes, Teil 3, Nachträge zu den Lagerstätten und Kausalfragen.- Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, 23, 9-89; Bielefeld.

- BUNTEBART, G. & TEICHMÜLLER, R. (1979): Zur Ermittlung der Paläotemperaturen im Dach des Bramscher Intrusivs aufgrund von Inkohlungsdaten.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, 171-182; Krefeld.

- BURRE, O. (1920): Ein Vorkommen von Ockererde im Rhät am Nordrande der Herforder Liasmulde.- Jber. nieders. geol. Ver., 13, 42-44; Hannover.

- BURST, J. F. (1969): Diagenesis of Gulf Coast Clayey Sediments and its Possible Relation to Petroleum Migration.- AAPG Bull., 53, 73-93.

- CALLEN, R. A. (1981): Palygorskit in Sediments, Detrital, Diagenetic or Neoformed. A Critical Review.- Geol. Rdsch., 70, 1306; Stuttgart.

- CANT, D. J. (1982): Fluvial Facies Models and Their Application.- in: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. (eds.): Sandstone Depositional Environments.- Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 31, 115-137; Tulsa.

- CARROLL, D. (1940): Possibilities of Heavy Mineral Correlation of Some Permian Sedimentary Rocks, New South Wales.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 24, 636-648; Tulsa.

- CHUKROW, F. V. (1973): On Mineralogical and Geochemical Criteria in the Genesis of Red Beds.- Chem. Geology, 12, 67-75; Amsterdam.

- COLLINSON, J. D. (1986): Alluvial Sediments.- in: READING, H. G. (ed.): Sedimentary Environments and Facies.- 569 pp.

- CREDNER, H. (1860): Über das Grenzgebiet zwischen dem Keuper und dem Lias am Seeberg bei Gotha und in Nordwestdeutschland überhaupt.- N. Jb. Min. etc., Jg. 1860; Stuttgart.
- DEUTLOFF, O., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WOLF, M. (1980): Inkohlungsuntersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektogen).- N. Jb. Paläont. Mh., 6, 321-341; Stuttgart.
- DIADTCHENKO, M.G. & HATUNTCEVA, A. J. (1955): Au sujet de la genese de la glauconite.- Bull. Acad. Sci. URSS, 101.
- DIENEMANN, W. (1926): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten deutschen Ländern, 1:25000, Bl. 3816 Neuenkirchen.- 24 S.; Berlin.
- (1928): Beiträge zur Kenntnis des Gebietes der Piesberg-Pyrmonter Achse zwischen Herford und Schleddehausen.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., 49, 1, 471-500; Berlin.
- (1929): Nachtrag zur Arbeit von DIENEMANN (1928): Beiträge zur Kenntnis des Gebietes der Piesberg-Pyrmonter Achse zwischen Herford und Schleddehausen.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., 49, 2, 1265-1266; Berlin.
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland).- Z. Dt. geol. Ges., 117, 620-662; Hannover.
- (1984): Keuper.- in: KLASSEN, H. (ed.): Geologie des Osnabrücker Berglandes.- 672 S., Naturwiss. Museum Osnabrück.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The Transformation of Clay Minerals During Diagenesis and Low-Grade Metamorphism: A Review.- Sedimentology, 15, 281-346.

- & KÜBLER, G. (1966): La Cristallinité de l'illite. Mesures faites au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Strasbourg et au Centre de Recherche S.N.A.P. de Pau sur des Forages B.R.P.- Bull. Tech. Soc. Groupe E.R.A.P., 27, 16-41.
- DURINGER, P. (1987): Une megasequence d'emersion: La Lettenkohle (Trias Est de la France). Mise en évidence de maries l'imbrication bipolaire de plaques de dessiccation.- Geol. Rdsch., 76, 2, 579-597; Stuttgart.
- ECHLE, W. (1961): Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des des Steinmergelkeupers und der Roten Wand aus der Umgebung von Göttingen.- Beitr. Mineral Petrol., 8, 28-59.
- EICKHOFF, K.-H. & HESS, M. (1981): Mikrothermische Untersuchungen an postthermischen Mineralisationen in den mesozoischen Sedimenten des Lipper Berglandes (Niedersächsisches Tektonen).- 176 S., Dipl. Arbeit. Univers. Göttingen.
- ECKHARDT, F.-J. (1958): Über Chlorite in Sedimenten.- Geol. Jb., 75, 437-474.
- ELLIOT, T. (1986): Deltas.- in: READING, H. G. (ed.): Sedimentary Environments and Facies.- 569 pp.
- EMMERT, U. (1964): Keuper.- in: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000, 91-120; München.
- ENGEL, W. & LEWANDOWSKI, J. (1981): Geologische Karte der SE-Ecke des Maßstabsblattes 5728 Oberlauringen.- 187 S., Dipl. Arbeit Univers. Bochum.
- ENGELHARDT, W. von (1942): Untersuchungen an den Schwermineralen des nordwestdeutschen Rhät.- Öl und Kohle, 38, 259-265; Berlin.

- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité.- Bull. Centre Rech. PAU-S.N.P.A., 3, 147-153.
- FEHLAU, K.-P. (1967): Geologie der Bösingfelder Lias-Delle.- 289 S., Dipl. Arbeit Univers. Hamburg.
- FLUGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- 454 S., Springer Verlag; Berlin, Heidelberg, New York.
- FOLK, R. L. (1976): Reddening of Desert Sands: Simpson Dessert, N.T. Australia.- J. Sed. Petrol., 46, 604-615; Menasha.
- & LAND, L. S. (1975): Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallinitation of Dolomite.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59, 1, 60-68; Tulsa.
- FRAAS, E. (1899): Die Bildung der germanischen Trias.- Jb. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., S. 36-100; Stuttgart.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallographen.- Jb. geol. Bundesanst., 106, 405-428; Wien.
- FREY, M. (1970): The Step from Diagenesis to Metamorphism in Pelitic Rocks during Alpine Orogenesis.- Sedimentology, 15, 261-279.
- FREYTET, P. & PLAZIAT, J.-C. (1982): Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis- Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France.- Contr. to Sedimentology, 12, 1-213; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. (1954): Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse.- Heidelberger Beitr. Min. Petr., 4, 26-53; Heidelberg.

- (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine.- Erdöl und Kohle, 12, 605-613; Hamburg.

- & GOLDSCHMIDT, H. (1963): Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese.- Internat. Clay Conf. Stockholm, 1, 99-111.

- & - (1965): Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite.- Geol. Rdsch., 54, 1, 29-40; Stuttgart.

- & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine, Teil 2.- 784 S., Stuttgart.

- GALLOWAY, W.E. & HOBDAV, D.U. (1983): Terrigenous Clastic Depositional Systems Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration.- 423 pp., Springer; New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo.

- GASTIL, R. G., DELISLE, M. & MORGAN, R. R. (1967): Some Effects of Progressive Metamorphism on Zircons.- Bull. Geol. Soc. Amer., 78, 879-906; New York.

- GODECKE, C. P. (1983): Die Quarz-Führung in den verschiedenen geologischen Formationen des Osnabrücker Berglandes als Folge-Erscheinung des "Bramscher Massivs".- in: Rund um das Bramscher Massiv. Jubiläumsschrift zum 10 jährigen Bestehen der Ver. d. Freunde d. Min. u. Geol. Bezirksgruppe Osnabrück, 31-49; Georgsmarienhütte.

- GOLDSCHMIDT, V. M. & PETERS, C. (1932): Zur Geochemie des Bors, Teil 1 u. 2.- Nachr. Ges. d. Wiss. Math.- phys. Kl.; Göttingen.

- GRAMANN, F. (1971): Brackish or Hyperhalin? Notes of Paleoecology Based on Ostracoda.- 93-99, in: OERTLI, H. J. (ed.): Paleoecology Ostracodes; Pau.

- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1973): Age and Origin of Detrital Zircons from Pre-Permian Basement of the Bohemian Massif and the Alps.- Contrib. Mineral., Petrol., 40, 105-130; Heidelberg.
- GRUPE, O. (1907): Der Untere Keuper im südlichen Hannover.- 65-135, aus: Festschrift zum 70. Geburtstage von A. v. KOENEN.
- (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiet des oberen Wesertales.- Jber. nieders. geol. Ver., 4, 1-102; Hannover.
- (1929): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 4122 Holzminde; Berlin.
- GWINNER, M. P. (1980): Eine einheitliche Gliederung des Keupers (Germanische Trias) in Süddeutschland.- N. Jb. Geol. Paläont., 1980, 229-234; Stuttgart.
- HAACK, W. (1926): Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias.- Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., 40, 160-207; Berlin.
- (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 3714 Osnabrück; Berlin.
- (1935): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 3713 Hasbergen; Berlin.
- & DIENEMANN, W. (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 3715 Schleddehausen; Berlin.

- HAATMANN, E. (1911): Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., 30, 1, 1-58; Berlin.
- HARDER, H. (1959, 60.): Beitrag zur Geochemie des Bors.- I Bor in Mineralen und magmatischen Gesteinen. II Bor in Sedimenten. III Bor in metamorphen Gesteinen. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., 5 u. 6, 67-183; Göttingen.
- (1961): Einbau von Bor in detritische Tonminerale. Experimente zur Erklärung des Borgehaltes toniger Sedimente.- Geochim. Cosmochim. Acta, 21, 284-294.
 - (1963): Inwieweit ist das Bor ein marines Leitelement?- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 10, 239-252; Krefeld.
 - (1970): Boron Content of Sediments as a Tool in Fazies Analysis.- Sediment. Geol., 4, 153-175.
- HARTMANN, A. (1982): Mächtigkeit und Fazies des Rhäts westlich der Weser und südlich der Delmenhorlder Salzbrücke.- Dipl. Arbeit Univers. Clausthal-Zellerfeld.
- HAUSCHKE, N. (1982): Untersuchungen zur Stratigraphie und Fazies im Unteren Gipskeuper (km1) des Lippischen Berglandes.- Münster. Forsch. Geol. Paläont., 55, 113-147; Münster.
- (1985): Beitrag zur Genese des Unteren Gipskeupers.- 258 S., Diss. Univers. Münster.
 - (1986): Zur Genese des Unteren Gipskeupers (km1) im Lippischen Keupergebiet / Nordwestdeutschland.- 1. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Kurzfassung; Freiburg.

- HEINE, T. (1861): Geognostische Untersuchungen der Umgegend von Ibbenbüren.- Z. dt. geol. Ges., 13, 149-243; Berlin.
- HELGESON, H. C. (1974): Chemical Interaction of Feldspars and Aqueous Solution.- in: MACKENZIE, W. S. & ZUSSMAN, J. (eds.): The Feldspars.- Manchester University Press; Manchester.
- HELING, D. (1979): Die Diagenese der Tonsteine und Silttonsteine im mittleren Oberrhein-Graben.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, 75-85; Krefeld.
- HERRMANN, A. G. & KNAKE, D. (1973): Coulometrische Verfahren zur Bestimmung von Gesamt- und Nichtkarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen.- Z. Anal. Chem., 266, 196-201.
- HEY, M. H. (1954): A New Review of the Chlorites.- Mineral. Mag., 30, 277-292.
- HINZE, C. (1979): Erläuterungen zur geologischen Karte von Niedersachsen, Blatt 3614 Wallenhorst; Hannover.
- HOFFMANN, A. (1826): Über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Ibbenbüren und Osnabrück.- Arch. Bergb. Hüttenwes., 12, 264-336 u. 13, 3-34; Berlin.
- HOPPE, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrographische Auswertungen.- Abh. deutsch. Akad. Wiss. Kl. Bergb., Hüttenwes., Montangeol., 1, 130 S.; Berlin.
- HORNE, J.C., FERM, J.C., CARRUSCCIO, F. T. & BAGNAZ, B.P. (1978): Depositional Models in Coal Exploration and Mine Planning Appalachian Region.- AAPG Bull., 62, 12, 2379-2411; Tulsa.

- HSU, K.J. & SIEGENTHALER, C. (1969): Preliminary Experiments on Hydrodynamic Movement Induced by Exaporation and Their Bearing on Dolomite Problem.- *Sedimentology*, 12, 11-25; Amsterdam.
- HUBERT, J. F. & Reed, A.A. (1978): Red Bed Diagenesis in the East Berlin Formation, Newark Group, Connecticut Valley.- *J. Sed. Petrol.*, 48, 175-184; Menasha.
- JACOBSEN, R. L. & USDOWSKI, H. E. (1976): Partitioning of Strontium between Calcite, Dolomite and Liquids: An Experimental Study under Higher Temperature Diagenetic Conditions, and a Model for the Prediction of Mineral Pairs for Geothermometry.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 171-185.
- JAEGER, G. von (1802): Beschreibung des crystallisierten Sandsteins aus der Gegend von Stuttgart.- *Denkschr. Nat. Schwabens; Stuttgart*.
- (1827): Die Pflanzenversteinerungen des Bausandsteins von Stuttgart.- *Denkschr. Nat. Schwabens; Stuttgart*.
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands.- *Geol. Jb.*, A 10, 77 S.; Hannover.
- JASMUND, K. (1955): Die silikatischen Tonminerale.- 142 S.
- JOHNS, W. D., GRIM, R. E. & BRADLEY, W. E. (1954): Quantitative Estimations of Clay Minerals by Diffraction Methods.- *J. Sed. Petr.*, 24, 242-251.
- JONES, G. P. (1965): Red Beds in Northeastern Nigeria.- *Sedimentology*, 5, 235-242; Amsterdam.
- JUBITZ, K.-B. (1952): Feinstratigraphische - petrographische Untersuchungen in der Trias zwischen Osnabrück und Melle i. Hann.- *Geol.*, 1, H. 5, 398 S.; Berlin.

- (1954): Zur praktischen Anwendung der feinstratigraphischen und kleintektonischen Methode.- Freiburger Forsch.-H., C 9, 80-112; Berlin.

- JÜNGST, H. (1928): Rät, Psilonoten und Schlotheimienschichten im nördlichen Harzvorlande.- Geol. paläont. Abh., 20, 194 S.; Jena.

- (1929): Zur vergleichenden Stratigraphie des Rhät zwischen Harz und Elsaß.- Notizbl. Ver. Erdk., V, 11, 130-193.

- KEMPER, R. & BÖLSCHKE, W. (1885): Einige Bemerkungen über die Gliederung der Triasformation und ihre Verbreitung in der Umgebung von Bissendorf.- Jb. naturwiss. Ver. Osnabrück, 6, 272-284; Osnabrück.

- KESSLER, G. (1966): Geologische Untersuchungen der Wennenkemper Beule im nordwestlichen Weserbergland (Bl. Rinteln 3820).- 174 S. Dipl. Arbeit Univers. Hamburg.

- KINSMAN, D. J. J. & HOLLAND, H. D. (1969): The Co-precipitation of Cations with CaCO_3 .- IV. The Co-precipitation of Sr with Aragonite between 16° and 96°C.- Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1-17; London.

- KISCH, H.J. (1983): Mineralogy and Petrology of Burial Diagenesis (Burial Metamorphism) and Incipient Metamorphism in Clastic Rocks.- Develop. Sediment., 25 B, 289-493.

- KISSING, W. (1922): Der Rhätkeuper und seine Grenzschiefer im Lippischen Weserberglande.- 78 S., Diss. Univers. Clausthal.

- KITTRICK, J.A. (1971): Stability of Montmorillonites I. Belle Fourche and Clay Spur Montmorillonite.- Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 35, 140-145.

- (1973): Mica-Derived Vermiculites as Unstable Intermediates.- Clays and Clay Mineral., 21, 479-488.
- KLAUA, D. (1969): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rhätsandsteine Thüringens.- Geol. Beih., 64; Berlin.
- KLUTH, R. (1894): Der Gipskeuper im mittleren Wesergebiet.- 47 S., Diss. Univers. Göttingen.
- KOCKEL, F. (1981): Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland, 1 : 100000, Blatt Braunschweig NE.- BGR Hannover.
- KOSSOVSKAYA, A. G. & DRITS, V. A. (1970): The Variability of Micaceous Minerals in Sedimentary Rocks.- Sedimentology, 15, 83-101.
- KRAUSKOPF, E. (1967): Introduction to Geochemistry.- 721 pp., McGraw Hill Book Company; New York, St. Louis, San Francisco, Toronto, London, Sydney.
- KRUCK, W. & WOLFF, F. (1975): Ergebnisse einer Fazieskartierung im Schilfsandstein des Weserberglandes.- Mitt. Geol. Paläont. Inst., 44, 417-421; Hamburg.
- KRUMBECK, L. (1939): Beiträge zur Geologie von Nordbayern, XIII. Das Rhät in Nordwest-Franken.- S.-Ber. phys.-med. soz. Erlangen, 71, 1-130; Erlangen.
- KRYNINE, P. D. (1946): The Tourmaline Group in Sediments.- J. Geol., 54, 65-87; Chicago.
- KÜBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.- In: Colloque sur les étages tectoniques à la Baconnière, Neuchâtel, 105-122.

- (1968): Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinite de l'illite.- Bull. Centre Rech. PAU-S.N.P.A., 2, 385-397.
 - (1973): La corrensite, indicateur possible de mileux de sedimentation et du degre de transformation d'un sediment.- Bull. Centre Rech. PAU-S:N:P:A:, 7, 543-556.
- KUHL, K. W. (1956): Stratigraphisch fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning.- 199 S., Diss. Univers. Braunschweig.
- KUHLE, G. (1958): Stratigraphisch- fazielle Untersuchungen im Lettenkohlenkeuper zwischen Osning und Harz.- 72 S., Diss. Univers. Braunschweig.
- KUHLMANN, L. (1915): Die Osningachse zwischen Hüggel und Schafberg.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., 35, 1, 1-62; Berlin.
- KULKE, H. (1967): Petrographie und Diagenese des Stubensandsteins (mittlerer Keuper) aus Tiefbohrungen im Raum Memmingen.- 80 S., Diss. Univers. Tübingen.
- KUMM, A. (1941): Das Mesozoikum in Niedersachsen (Trias und Lias).- Geologie und Lagerstätten Niedersachsens Bd. 2; Hannover.
- LARSEN, G. (1966): Rhaetic - Jurassic - Lower Cretaceous Sediments in the Danish Embayment (A Heavy Mineral Study).- Danm. geol. Unders., II. Serie, 91, 128 pp.
- LEWANDOWSKI, J. (1982): Sedimentpetrographische Untersuchungen des höheren Sandsteinkeupers bei Bad Königshofen/Ufr. (N.-Bayern).- 168 S., Dipl. Arbeit Univers. Bochum.

- LIPPMANN, F. (1954): Über einen Keuperton von Zaiserweiher bei Maulbronn.- Heidelb. Beitr. Min. Petr., 4, 130-134.
- (1956): Clay Minerals from the Röt Member of the Triassic near Göttingen (Germany).- J. Sed. Petrol., 26, 125-129.
 - (1976): Corrensite, a Swelling Clay Mineral, and its Influence on Floor Heave in Tunnels in the Keuper Formation.- Bull. of the Internat. Assoc. of Engineering Geology, 13, 65-70, Krefeld.
- LOOK; E.R. (1984): Geologie und Bergbau im Braunschweiger Land (nördliches Harzvorland, Asse, Elm-Lappwald, Peine-Salzgitter, Allertal).- Geol. Jb., A 78; Hannover.
- LUCAS, J. (1962): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias.- Mem. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine, 23, 202 pp.
- LUND, J. J. (1977): Rhaetic to the Lower Liasic Palynology of the Onshore South-Eastern North-Sea Basin.- Danm. geol. Unders., II, 109, 105 pp.
- MADLER, K. (1964): Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias.- Beih. geol. Jb., 65, 147 S.; Hannover.
- MAHMALAT, Z. (1970): Die Geologie der Mittelrhät-Schichten von Velpke.- Mitt. Geol. Inst. TU Hannover, 9, 134 S.; Hannover.
- MARTIN-VIVALDI, J. L. & Mc EWAN, D. M. C. (1957): Triassic Chlorites from the Jura and the Catalan Costal Range.- Clay Min. Bull., 3, 177-189.

- & RODRIGUEZ-CALLEGO, M. (1961): Some Problems in the Identification of Clay Minerals in Mixtures by X-ray Diffraction. II. Chlorite, Swelling Chlorite and Montmorillonite.- Clay Min. Bull., 4, 293-298.

- MARSCHNER, H. (1966): Mineralogisch - petrographische Untersuchungen an karbonatischen Gesteinen aus dem Unteren Keuper des Weserberglandes.- Diss. Univers. Hamburg.

- (1968): Ca-Mg Distribution in Carbonates from the Lower Keuper in NW Germany.- in: MÜLLER, G. & FRIEDMANN, G. M. (eds.): Carbonate Sedimentology in Central Europe.- 128-135; Berlin.

- MASSONNE, H.-J. & RIEDEL, D. (1983): 1:1 Chlorit/Vermiculit-Wechselagerungsminerale aus verwitterten Siltsteinen des Rheinischen Schiefergebirges.- Z. dt. geol. Ges., 134, 363-385; Hannover.

- MAXWELL, D. T. & HOWER, J. (1967): High Grade Diagenesis and Low-Grade Metamorphism of Illite in the Precambrian Belt Series.- Am. Miner., 52, 843-857.

- Mc BRIDE, E. F. (1974): Significance of Colour in Red, Green, Purple, Olive, Brown and Grey Beds of Di Funta Group, Northeastern Mexico.- J. Sed. Petrol., 44, 760-773.

- Mc KERROW, . (1981): Palökologie.- 248 S. Frank'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.

- Mc KENZIE J. A., HSU, K. J. & SCHNEIDER, J. F. (1980): Movement of Subsurface Waters under the Sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its Relation to Evaporative Dolomite Genesis.- Spec. Pub. Soc. Paleont. Miner., 28, 11-30; Tulsa.

- MESTWERDT, A. (1910) a: Die Gliederung des Gipskeupers beiden Aufnahmen der Blätter Steinheim i. W. und Blomberg i. Lippe in den Jahren 1906 und 1907.- Jb. königl. preuß. geol. L.-Anst., 28, 1019-1026; Berlin.
- (1910) b: Über Faziesverhältnisse im Rhät und untersten Lias in Nordwest-Deutschland.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., 31, 420-429; Berlin.
- MILLOT, G. (1949): Relations entre la constitution et la genese des roches sedimentaires argileuses.- These Sci. Nancy et Geol. Appl. Prospec. Min., 2, n° 2,3,4, 1-352 pp.
- (1970): Geology of Clays.- 429 pp., Springer; New York, Heidelberg, Berlin.
- MÜLLER, A. H. (1963): Lehrbuch der Paläozoologie, Bd II, 3, 698 S., Fischer Verlag; Jena.
- (1985): Lehrbuch der Paläozoologie, Bd III, 1, 655 S., Fischer Verlag; Jena.
- MÜLLER, G. (1967): Sedimentary Petrology, Part I, Methods in Sedimentary Petrology.- 303 pp., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.
- MUNDRY, E. (1971): Der Temperaturverlauf im Dach des Bramscher Massivs nach der Wärmeleitungstheorie.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18, 539-546; Krefeld.
- NAUMANN, E. (1915): Bericht über Aufnahmen auf dem Blatte Rinteln im Sommer 1913 (Gipskeuper, Rhät).- Jb. preuß. geol. L.-Anst., 34, 2, 578-588; Berlin.
- (1916): Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Rinteln im Sommer 1914, die Muschelkalk und Keuper betreffen.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., 35, 2, 565-581; Berlin.

- PETRUK, W. (1964): Determination of the Heavy Atom Content in Chlorite by Means of the X-ray Diffractometer.- *Am. Miner.*, 49, 61-71.
- PETTIJOHN, F. J. (1975): *Sedimentary Rocks*.- 628 pp., Harper & Row; New York.
- PFLUCKER Y RICO, L. (1868): Das Rhät (die Rhätische Gruppe) in der Umgebung von Göttingen.- *Z. dt. geol. Ges.*, 20, 397-432; Berlin.
- POLDERVAART, A. (1956): Zirkon in Rocks II, *Igneous Rocks*.- *Amer. J. Sci.*, 254, 521-554; New Haven.
- POTTER, P. E., MAYNARD, J. B. & PRYOR, W. A. (1980): *Sedimentology of Shale*.- 306 pp., Springer Verlag; New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo.
- & PRYOR, W. A. (1961): Dispersal Centers of Paleozoic and Later Clastics of the Upper Mississippi Valley and Adjacent Areas.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72, 1195-1250; New York.
- PUPIN, J. P. (1976): Signification des caracteres morphologique du zircon commun des roches en petrologie. Base de la methode typologique. Application.- 394 pp., These; Nice.
- , BONIN, B., TESSIER, M. & TURCO, G. (1978): Role de l'eau sur les caracteres morphologique et la cristallisation du zircon dans les granitoides.- *Bull. Soc. Geol. France*, 20, 721-725; Paris.
- RAUTENSTRAUCH, R. W. (1972): Zur Petrographie der Keuper-Gesteine im Südteil von Blatt Rulle bei Osnabrück.- 52 S., Dipl. Arbeit Univers. Bochum.

- READING, H. G. (1986): Sedimentary Environment and Facies.- 569 pp., Blackwell; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melville.
- REICH, H. (1933): Erdmagnetismus und saxonische Tektonik.- Z. dt. geol. Ges., 85, 635-646.
- REINECK, H. E., SINGH, J. B. (1973): Depositional Sedimentary Environments.- 439 pp., Springer Verlag; Berlin, Heidelberg, New York.
- RETTKE, R. C. (1981): Probable Burrial Diagenetic and Provenance Effects on Dakota Group Day Mineralogy, Denver Basin.- J. Sed. Petrol., 51, 541-551.
- REYNOLDS, R.C. (1963): Potassium-Rubidium Ratios and Polymorphism in Illites and Microcline from the Clay Size Fractions of Proterozoic Carbonate Rocks.- Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 1097-1112.
- (1980): Interstratified Clay Minerals.- in BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. (eds.): Cristal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identrification.- Miner Soc. London, 249-303; London.
- & HOWER, R. C. (1970): The Nature of Interlaying in Mixed-Layer Illite-Montmorillonite.- Clays and Clay Minerals, 18, 25-36.
- RICHTER, D. K. (1974): Entstehung und Diagenese der devonischen und permotriassischen Dolomite der Eifel.- Contr. to Sedimentology, 2, 1-101; Stuttgart.
- (1979): Die Stufen der meteorisch - vadosen Umwandlung von Mg-Calcit in Calcit in rezenten bis pliozänen Biogenen Griechenlands.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 158, 3, 277-333; Stuttgart.

- (1985): Die Dolomite der Evaporit- und der Dolcrete Playasequenz im mittleren Keuper bei Coburg (NE-Bayern).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 170, 1, 87-128; Stuttgart.

- , LEITZ, F. & SCHRÖDER, B. (1980): Evaporitic and Caliche Sequences in the Upper Triassic Near Coburg, Southern Germany.- Intern. Assoc. Sedimentologists 1st Europ. Mtg., Bochum 1980, Abstracts, 231-234; Bochum.

- RICHTER, G. (1936): Der Sedimentationsraum des unteren Keupers zwischen Harz und Thüringer Wald.- aus: Stille Festschr.

- RICHTER, W. (1940): Die Ergebnisse der neueren Erdölaufschlußbohrungen für die Paläogeographie des nordwestdeutschen Rät.- Öl und Kohle, 36, 337-339.

- RÖMER, F. (1857): Die jurassische Weserkette.- Z. dt. geol. Ges., 9, 581-728; Berlin.

- ROESLER, H.-J., STARKE, R., BLANK, P. & SEIFERT, W. (1976): Wechsellagerungstonminerale, Aufbau, Systematik, Entstehung und Bedeutung.- Schriftenr. geol. Wiss., 5, 171-188; Berlin.

- ROSE, K. H. (1983): Über Eisenglanz in der "Nordwestdeutschen Mittelgebirgsschwelle" außerhalb des Harzes - unter besonderer Berücksichtigung der Vorkommen in der Vorkommen in der Osnabrücker Trias.- in: Rund um das Bramscher Massiv.- Ver d. Freunde d. Min. u. Geol. Bezirksgruppe Osnabrück, 54-61; Georgmarienhütte.

- ROSS, G. J. & KODAMA, H. (1974): Experimental Transformation of a Chlorite into a Vermiculite.- Clays and Clay Minerals, 22, 205-211.

- RUST, B. R. & LEGUN (1983): Modern Anastomosing-Fluvial Deposits in Arid Central Australia and a Carboniferous Analogue in New Brunswick, Canada.- in: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds.): Modern and Ancient Fluvial Systems.- Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 6, 383-392.
- SALGER, M. (1959): Mineralbestand von Tonen des Fränkischen Keupers.- *Geologica Bavar.*, 39, 69-95.
- (1973): Untersuchungen zur Tonmineralogie des Gipskeupers im Raum Frankenhöhe - Steigerwald.- *Geologica Bavar.*, 67, 145-154; München.
- SANDER, A. (1963) a: Zur Parallelisierung und stratigraphischen Bedeutung der Fossilien des lippischen Steinmergelkeupers.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 117, 340-345; Stuttgart.
- (1963) b: Gliederung des Steinmergelkeupers nördlich Lemgo.- in: ROHDE P. (ed.): Das Störungsfeld der Pyrmonter Achse im Nordteil des Lippischen Berglandes.- 133 S., Diss. Univers. Münster.
- (1977): Rote Wand und Steinmergelkeuper (Mittlerer Keuper) in der Bohrung Alexander v. Humbold - Sprudel im Vergleich mit Übertageaufschlüsse des Weserberglandes.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 26, 89-108; Krefeld.
- SCHIKOR, G. (1966): Feinstratigraphisch - fazielle Untersuchungen im Rät zwischen Osning und Weser (mit besonderer Berücksichtigung der Petrographie und Sedimentologie).- 156 S., Diss. Univers. Münster.
- (1966): Zur Paläogeographie und Sedimentologie des Räts zwischen Osning und Weser.- *Geotekt. Forsch.*, 32, 66-97; Stuttgart.

- SCHLOENBACH, U. (1860): Das Bonebed und seine Lagerungen gegen den sogenannten oberen Keupersandstein.- N. Jb. Miner. 1860; Stuttgart.
- (1862): Beitrag zur genauen Niveaubestimmung des auf der Grenze zwischen Keuper und Lias im Hannoverschen und bei Braunschweig auftretenden Sandsteins.- N. Jb. Miner. 1862; Stuttgart.
- SCHMITT, H. (1928): Die Lebewelt unserer Trias.- Hohenlohesche Buchhandlung Ferdinand Rau; Oehringen.
- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestdeutschen Rätbecken.- Ber. Reichsanst. Bodenforsch., 1942, 61-77; Wien.
- SCHULZ, L. G. (1964): Quantitative Interpretation of Mineralogical Composition from X-ray and Chemical Data for the Pierre Shale.- Geol. Surv. Prof. Pap., 391-C, 31 pp.
- SCHUMM, S. A. (1977): The Fluvial System.- 338 pp., Wiley; New York.
- (1981): Evolution and Response of the Fluvial System. Sedimentology Implication.- SEPM Spec. Publ., 31, 19-29; Tulsa.
- SIMPSON, G. S. (1976): Evidence of Overgrowth on, and Solution of, Detrital Garnets.- J. Sed. Petrol., 46, 689-693; Tulsa.
- SMITH, D. G. (1983): Anastomosed Fluvial Deposits: Modern Examples from Western Canada.- in: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds.): Modern and Ancient Fluvial Systems.- Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 6, 155-168.

- & SMITH, N. D. (1980): Sedimentation in Anastomosed River Systems: Examples from Alluvial Valleys near Banff, Alberta.- J. Sed. Petrol., 50, 157-164.

- SPULSKI, B. (1909): Geologie der Gegend von Borgloh und Holte.- Jb. nieders. geol. Ver., 2, 1-33; Hannover.

- STACH, E. (1982): Textbook of Coal Petrography.- 535 pp., Bornträger; Berlin.

- STADLER, G. & TEICHMÜLLER, R. (1971): Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18, 547-564; Krefeld.

- STILLE, H. (1904): Erläuterung der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt 4319 Lichtenau, 33 S., Preuß. geol. L.-Anst.; Berlin.

- & MESTWERDT, A (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt 4420 Peckelsheim, 86 S., Preuß. geol. L.-Anst.; Berlin.

- & MESTWERDT, A. (1909): Zur Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., 27, 210-229; Berlin.

- & MESTWERDT, A. (1935): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Blatt 4120 Steinheim, Preuß. geol. L.-Anst.; Berlin.

- STINDER, T. (1985): Feinstratigraphie und Lithologie des Rhät nach Bohraufschlüssen im Gebiet zwischen Weser und Konzession Münsterland.- 178 S., Dipl. Arbeit Univers. Bochum. (Veröff. im Druck)

- STROMBECK, A. von (1852): Über den oberen Keuper bei Braunschweig.- Z. dt. geol. Ges., 4, 54-82; Berlin.

- SUTHERLAND, H. H. & MAC EWAN, D. M. C. (1962): A Swelling Chlorite Mineral.- Clays and Clay Minerals, 9th Natl. Conf., 451-458.
- TAUCHNITZ, H. M. (1980): Zirkonstratigraphie nach vergleichender morphologischer Analyse und statistischen Rechenverfahren - dargestellt am Beispiel klastischer Gesteine im Harz.- 159 S., Diss. Univers. Erlangen.
- TEICHMÜLLER, M. & R. (1950): Das Inkohlungsbild des Niedersächsischen Wealden-Beckens.- Z. dt. geol. Ges., 100, 498-517; Hannover.
- & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illitkristallinität. Vergleichende Untersuchung im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, 201-276; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1959): Geologische Untersuchungen im Mittleren und Oberen Keuper östlich der Herforder Mulde.- 99 S., Dipl. Arbeit Univers. Hamburg.
- (1970): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen, Bl. 3712 Tecklenburg.- 243 S., Geol. Landesamt; Krefeld.
- (1973): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen, Bl. 3710 Rheine.- 174 S., Geol. Landesamt; Krefeld.
- (1975): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen, Bl. 3611 Hopsten.- 214 S., Geol. Landesamt; Krefeld.
- (1980): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen, Bl. 3612 Mettingen.- 200 S., Geol. Landesamt; Krefeld.
- THOREZ, J. (1975): Phyllosilicates and Clay Minerals. A Laboratory Handbook for their X-ray Diffraction Analysis.- 579 pp., Ed. G. Lelotte; Dison.

- THURACH, H. (1888): Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleich zu den benachbarten Gegenden.- Geogn. Jb., 1, 75-162; Cassel.
- (1889/90): Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleich zu den Benachbarten Gegenden.- Geogn. Jb., 2, 1-90; Cassel.
 - (1901): Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland.- Geogn. Jb., 13, 7-53; München.
- THYSSEN, F., ALLNOCH, H. G. & LÜDGEBOHMERT, G. (1971): Einige Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten im Bereich der Bramscher Anomalie.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18, 395-410; Krefeld.
- TOMITA, T. & KARAKIDA, Y. (1954): Effects of Heat on Colour and Structure of Hyacinth from Mamutu, Formosa.- Kyushu Univ. Fac. Sci. Mem. Geol., 5, 145-153; Kyushu.
- TOMLINSON, C. W. (1916): The Origin of Red Beds.- Amer. J. Sci., 24, 153-179.
- TORNQUIST, A. (1892): Der Gipskeuper in der Umgebung von Göttingen.- 38 S., Diss. Univers. Göttingen.
- TRASK, P. D. (1932): Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum.- 323 pp., Gulf Publ. Comp.; Houston.
- TRENKNER, W. (1877): Paläontologisch - geognostische Nachträge.- Jb. naturwiss. Ver. Osnabrück, 3, 72-82; Osnabrück.
- (1879): Paläontologisch - geognostische Nachträge III.- Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. Westf., 36, 143-154; Bonn.

- TRÖGER, W. E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil I & II, Bestimmungstabellen.- 188 S., Textband.- 822 S., Schweizerbart; Stuttgart.
- TROLL, G. & SAURER, A. (1985): Determination of Trace Amounts of Boron in Geological Sample with Carminic Acid after Extraction with 2-Ethylhexane-1.3 Dio.- Analyst., 110, 283-286.
- USDOWSKI, E. (1973): Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat- und Ca-Sulfat- Mineralen.- Contr. Miner. Petrol., 38, 177-195.
- VALETON, I. (1955): Veränderungen an Zirkon und Turmalin im Buntsandstein und Keuper.- Heidelberger Beitr. Min. Petr., 5, 100-104; Heidelberg.
- (1958): Der Glaukonit und seine Begleitminerale aus dem Tertiär von Walsrode.- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 27, 88-131; Hamburg.
- VAN HOUTEN, F. B. (1961): Climatic Significance of Red Beds.- in: NAIRN, A. E. M. (ed.): Descriptive Paleoclimatology, 89-139, Interscience; New York.
- (1973): Origin of Red Beds: A Review 1961-1972: Ann. Rev. Earth Planet.- Sci., 1, 39-42.
- VEIZER, J. (1978): Strontium: Abundance in Common Sediments and Sedimentary Rock Types.- in: WEDEPOHL, K. H. (ed.): Handbook of Geochemistry II-4, Chap.38 K, Springer Verlag; Berlin, Heidelberg, New York.
- VELDE, B. (1965): Experimental Determination of Muscovite Polymorph Stabilities.- Amer. Mineral., 50, 436-449.

- (1977): Clays and Clay Minerals in Natural and Synthetic Systems.- Develop. in Sediment., 21, 218 pp., Elsevier; Amsterdam.

- & HOWER, J. (1963): Petrological Signification of Illite Polymorphism in Paleozoic Sedimentary Rocks.- Amer. Mineral., 48, 1239-1254.

- VERSTRATEN, J. M. (1980): Water-Rock Interactions: A Case Study in a very Low Grade Metamorphic Shale Catchment in the Ardennes, NW Luxembourg.- BGRG Research Monograph, 2, 243 pp., Geobooks; Norwich.

- VOLKAMER, H. (1939): Gliederung und Sedimentationsraum des Unteren und Mittleren Keupers in NW-Deutschland aufgrund photometrisch - petrographischer Untersuchungen.- Diss. Univers. Braunschweig.

- WALKER, T. R. (1967): Formation of Red Bed in Modern and Ancient Deserts.- Bull. Geol. Soc. Amer., 78, 353-368; Boulder.

- & HONEA, R. M. (1969): Iron Content of Modern Deposits in Sonora Desert: A Contribution of the Origin of Red Beds.- Bull. Geol. Soc. Amer., 80, 535-544; Boulder.

- WARSCHAW, C. H. M. & ROY, R. (1961): Classification and a Scheme for the Identification of Layer Silicates.- Bull. Geol. Soc. Amer., 72, 1455-1492; Boulder.

- WASSOJEWITSCH, N. B., KORTSCHAGINA, J. J., LOPATIN, N. W., TSCHERNEYSCHEW, W. W. & TSCHERNIKOW, K. A. (1969): Die Hauptphase der Erdölbildung.- Z. angew. Geol., 15, 611-621; Berlin.

- WEAVER, C. E. (1965): Potassium Content of Illite.- Sci., 147, 603-605.

- & POLLARD, L. D. (1975): The Chemistry of Clay Minerals.- Develop. in Sediment., 15, 213 pp., Elsevier; Amsterdam.
- WEBER, K. (1972): Notes on Determination of Illite Crystallinity.- N. Jb. Miner. Paläont. Mh., 1972, 267-276; Stuttgart.
- WELZEL, E. (1964): Geologie der nördlichen Haßberge auf Blatt Oberlauringen.- 82 S., Dipl. Arbeit Univers. Erlangen.
- WICHER, C. A. (1957) Die mikropaläontologische Gliederung des nichtmarinen Keupers.- Eröl und Kohle, 10, 3-7.
- WILL, H. J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland.- Geol. Jb., Beih. 54, 240 S.; Hannover.
- WINTER, J. (1981): Exakte tephrostratigraphische Korrelation mit morphologisch differenzierten Zirkonpopulationen (Grenzbereich Unter- / Mitteldevon, Eifel - Ardennen).- N Jb. Geol. Paläont. Abh., 162, 97-136; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1952): Der Nordrand der Rheinischen Masse.- Geol. Jb., 67, ; Hannover.
- (1957): Das Profil der Trias im Raum zwischen Ems und Niederrhein.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1954, 305-330; Stuttgart.
- (1967): Zum Wesen der altkimmerischen Hebung mit einem Überblick über die Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung in NW - Deutschland.- Z. dt. geol. Ges., , ;

- (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Northwest-Deutschlands mit einem Rückblick auf den Buntsandstein.- Geotek. Forsch., 32, 1-65; Stuttgart.

- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins (Text & Atlas).- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 140 S.; Hamburg.

- YODER, H. S. & EUGSTER, H. P. (1955): Synthetic and Natural Muscovite.- Geochim. Cosmochim. Acta, 8, 225-280.

- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe, Textband/Kartenband, Shell Internat. Petr. Maatschap. B. V.; The Hague.

- ZIMMERLE, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete?- Geol. Rdsch., 61, 116-139; Stuttgart.

Tabellarischer Anhang.
Probenverzeichnis

Legende

Strat. = Stratigraphie
Mater. = Material
Illkri = Illitkristallinität (Hb rel.)
Poro = Porosität (%)
Md = Median
Dol = Dolomit (%)
Cal = Calcit (%)

Tonminerale (Angaben in %)

I = Illit
C = Chlorit
K = Kaolinit
M = Montmorillonit
P = Palygorskit
V = Vermiculit
I-M = Illit-Montmorillonit
I-C = Illit-Chlorit
C-V = Chlorit-Vermiculit
C-M = Chlorit-Montmorillonit (Corrensit)
CsC = Chlorit-Swelling Chlorit

Schwerminerale (Angaben in %, Anatas, Exoten und Erze wurden nicht aufgeführt, der Anteil wird jeweils zu 100% ergänzt).

Z = Zirkon
T = Turmalin
R = Rutil
E = Epidot
A = Apatit
G = Granat
H = Hornblende
S = Staurolith
D = Disthen

Angaben für Bor und Sr in ppm

Probenebereich: Osnabrück

Probenbereich: Osnabrück				Poros										
Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Md (Illkri)	Tonminerale		Dol	Cal	Schwerminerale		Sr	FeO	B	
3/1	ku1'	S	rbr	25	I(51) C(49)									
3/2	ku1'	Sd	rgn	120	4,5	I(20) C-V(66) M(14)			248	T6 E5				
3/3	ku1'	Sd	grgn	20	(248)	I(82) C(5) C-V(9) M(3)	11,0					1,1		
3/4	ku1'	S	grgn	15		I(38) C(51) M(11)			237	T16 R2 A1 E4				
3/5	ku1'	S	rbr	10	(248)	I(71) C(21) C-V(5) M(3)								
3/6	ku1'	M	rbr	5			36,0				55	1,1		
3/7	ku1'	S	rbr	5		I(77) C(11) C-V(6) M(6)								
3/8	ku1'	Sd	gbr	80	(248)	I(71) C(25) M(4)			211	T10 R2 A60 68 E4				
4/1	ku1'	M	rgn	20	(248)	I(85) V(10) M(5)								
4/2	ku1'	S	grgn	5	(241)	I(89) C-V(7) M(4)								
4/3	ku1'	S	gn	10	(242)	I(84) V(7) M(9)								
4/4	ku1'	S	gn	40	(248)	I(66) C(30) M(4)			225	T5 R9 A38 E3				
4/5	ku1'	Sd	grgn	70	(236)	I(58) C(37) M(5)								
6/1	km1	M	gr	10	(264)	I(89) CsC(8) M(3)	39,0						84	
6/2	km1	M	gbr	5	(258)	I(93) CsC(5) M(2)	18,0							
6/3	km1	Dol	gr	<2	(258)	I(65) C(31) M(4)	26,0							
6/4	km1	M	gn	30		I(51) C(41) C-M(4) M(4)								
6/5	km2	Sd	gbr	100		I(58) C(20) C-V(22)								
6/6	km2	Sd	gr	100		I(60) C(22) C-V(18)								
6/7	km2	Sd	gr	70		I(64) C(20) C-V(10) M(6)								
7/1	km1	M	grgn	10	(258)	I(47) C(51) M(2)	14,0							
7/2	km1	M	gr	10	2,2	I(40) C(60)			232	T6 R6 A9 629 E16				
7/3	km1	M	gn	5	(225)	I(52) C(39) C-V(5) M(4)								
7/4	km1	S	grgn	60	(200)	I(44) C(56)			250	T12 R3 A10 E9 S1				
7/5	km1	M	grgn	60	(200)	I(67) C(26) M(7)								
7/6	km1	M	grgn	60	(209)	I(26) C(69) M(5)			240	T10 R1 A6 618 E6 S1 H1				
15/1	km3	S	rbr	46	(209)	I(69) C(25) M(6)								
15/2	km3	Cal	grgn	25	11,5	I(100)							61	
15/3	km3	M	rbr	22	(209)	I(70) C(27) M(3)							28	
17/1	ko,u	Sd	gr	120	5,0	I(67) C(17) C-V(16)			229	T4 R4 E3 A31 62				
17/2	km3	M	rbr	20	(209)	I(69) C(19) C-V(7) M(5)								
17/3	km3	M	grgn	60	(209)	I(69) C(6) C-V(5) M(3) V(17)	16,0							
17/4	km3	M	rbr	30	(210)	I(62) C(5) C-V(12) M(3) V(18)	4,0							
17/5	km3	M	grgn	16	(209)	I(59) C(30) C-V(7) M(4)	12,0							
17/6	km3	M	grgn	4	(210)	I(69) C(20) C-V(7) M(4)	19,0							

Probenbereich: Osnabrück

Poro

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Mo	(Illkri)	Tonminerale	Doi	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
17/7	km3	M	grgn	36	1,0	I(74) C(16) C-V(7) M(3)	16,0					
17/8	km4	M	gr	28	(209)	I(61) V(34)	M(5)	21,0				
17/9	km4	Cal	w									
17/10	km4	M	gr	24	(200)	I(67) C(5) C-V(7) M(5) V(16)	30			95	0,8	
17/11	km4	M	grgn	20	(203)	I(78) C(4) C-V(4) M(4) V(10)	16					6
17/12	km4	M	gr	20	(193)	I(48) C(43) C-V(9)						
17/13	km4	M	gr	16	(193)	I(67) C(31)	M(2)	17,0				
18/1	km3	M	rbr	24	1,3	I(68) C(8) C-V(7) M(5) V(12)	7					
18/2	km3	M	grgn	28	(230)	I(63) C(34)	M(3)	16,0	249 T5 E5 A3			
22a/1	ku1	S	rbr	35	5,5	I(87) C-V(9) M(4)						
22a/2	ku1	M	rbr	25	(306)	I(87) C(6) C-V(5) M(2)	17,0					2
22a/3	ku1	S	grgn	60	1,9	I(39) C(54) V(7)						
22b/1	km2	Sd	gr	150		I(20) C(58) C-V(22)			241 T3 R6 E21 A2 S1			
23a/1	km2	Sd	grgn	150	(220)	I(53) C(7) C-V(34) M(6)						
23a/2	km2	Sd	grgn	120	(210)	I(62) C(6) C-V(26) M(6)			Z30 T1 R2 E15 A26 S1 H2			
23a/3	km2	Sd	grgn	150	(200)	I(39) C(54) V(7)			Z18 T3 R2 E14 A32 S1 H6			
23a/4	km2	Sd	gr	150	(200)	I(55) C(2) C-V(43)			Z27 T2 R1 E20 A14 H14			
24/1	ku1	M	gn	24	(294)	I(72) C(17) C-V(8) M(3)	7,0					
24/2	ku1	M	rbr	24	(296)	I(83) C(10) C-V(4) M(3)	6,0					
24/3	ku1	Doi	gr	16	(258)	I(43) C(38) C-V(10) M(9)	50,0					
24/4	ku1	S	gn	30	(290)	I(82) C(9) C-V(5) M(4)						
24/5	ku1	Doi	gr	16	(290)	I(41) C(42) C-V(8) M(9)	52,0	6,0		40	2,3	
24/6	ku1	S	gr	60	(290)	I(48) C(31) C-V(9) M(12)						
24/7	ku1	S	gr	30	6,9	I(22) C(62) V(10) M(6)						
26/1	km2	S	grgn	20	7,0	I(64) C(14) C-V(21) M(1)						
26/2	km2	Sd	gr	65	(300)	I(90) C-V(10)						
26/3	km2	S	gr	10	(330)	I(60) C(17) C-V(23)						
26/4	km2	M	gr	30	(300)	I(61) C(2) V(28) M(9)	12,0					
26/5	km2	M	gr	26	(330)	I(46) V(46) C-M(8)	25,0					
29/1	km2	Sd	grgn	80	(350)	I(71) C(27) M(2)						55
29/2	km2	Sd	grgn	130	(350)	I(49) C(13) C-V(36) M(2)			Z27 R3 E18 A14 S1 H19			
29/3	km2	Sd	grgn	80		I(71) C(29)						
30/1	km2	Sd	gn	115	(350)	I(59) C(8) C-V(33)						
30/2	km2	Sd	grgn	70	(380)	I(60) C(8) C-V(32)						
30/3	km1	Doi	rbr	20	(320)	I(61) C(21) C-M(18)	50,0			60	1,8	

Probenbereich: Osnabrück				Poro											
Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Md	(11kr1)	Tonminerale			Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B	
30/4	km1	M	gn	12	2,4	I(71) C(17) C-M(12)			45,0						
31/1	km2	Sd	gn	70	3,1	I(63) V(17) C-V(20)					Z21 T5 R3 E10 A35 G2 S1 H6				
31/2	km2	M	gr	16	(350)	I(57) C-V(40) M(3)					Z34 T5 R3 E5 A27 G4 H12				
31/3	km2	Sd	rbr	70	(354)	I(81) M(19)									
31/4	km2	Sd	gr	65	(350)	I(65) V(8) C-V(24) M(3)									
32/1	ko,m	Sd	gr	70	1,0	I(28) C(65) M(7)									
32/2	ko,m	S	gr	60	(354)	I(92) C(4) C-V(3) M(1)									71
32/3	ko,m	S	gr	25	(350)	I(75) C-V(25)									
32/4	ko,m	T	schw	<2	(352)	I(75) V(8) I-M(17)									
32/5	ko,m	S	gr	50	1,0	I(69) C-V(31)									
34a	km1	M	gr	<2	(306)	I(75) C(14) C-M(11)			28,0						
34b	km1	M	gr	<2	(300)	I(59) C(36) C-M(5)			8,0						
34c	km2	Sd	gr	70	(306)	I(57) C(30) C-V(10) M(3)									
34d	km2	Sd	gr	80	(280)	I(61) C(28) C-V(8) M(3)									
34/1	km2	Sd	gn	70	(310)	I(58) C(20) C-V(22)									
34/2	km2	Sd	gn	70	(310)	I(75) C-V(25)									
34/3	km2	Sd	gn	70	(300)	I(53) C(29) C-V(18)					Z24 T4 E12 A28 S1 H14				
34/4	km2	Sd	gn	70	(300)	I(74) C(6) C-V(20)									
34/5	km2	S	gn	50	(296)	I(70) C(22) C-V(8)									
34/6	km2	S	gr	20	(312)	I(51) C(13) C-V(26) M(10)									
36/1	km2	Sd	grgn	70		I(77) C(19) M(4)									
38/1	km4	Cal	gr	80	10,6	I(100)				72,0					
38/2	km4	Cal	gr	<2	(210)	I(92) M(8)				83,0					
38/3	km4	Cal	gr	4	(210)	I(100)				90,0					
38/4	km4	Cal	gr	12	(200)	I(96) M(4)				92,0					
39/1	km2	Sd	gn	120	(380)	I(53) C(18) C-V(21) M(8)									
39/2	km2	Sd	gn	70	(380)	I(66) C(14) C-V(17) M(4)					Z30 T13 R5 E16 A1 G8 H2				
39/3	km2	Sd	grgn	80	(360)	I(36) C(24) C-V(38) M(2)					Z5 T12 R1 E3 A54 G6 S5 H6				
40/1	ku1	S	grgn	8	(312)	I(82) C(8) C-V(16) M(4)									
41/1	ko,u	Sd	gr	70		I(81) V(19)					Z35 T6 R6 E16 H4				30
41/2	ko,u	S	gn	25	(450)	I(96) V(3) M(1)									
43/1	km2	S	gn	20	(340)	I(63) C(28) C-V(9)									
43/2	km2	S	gr	20	(340)	I(83) C(6) C-V(16) M(5)									
50/1	km2	Sd	gn	120	(296)	I(46) C(9) C-V(45)					Z12 T1 R1 E1 A19 G2 S1 H13				
51/1	km2	Sd	gr	40	(345)	I(69) C(5) C-V(24) M(2)									

Probenbereich: Osnabrück

Poro

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Md (Illkri)	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
51/2	km2	S	grgn	40 (340)	I(64) C-V(22) M(14)					1,6	
51/3	km2	S	gn	40 (345)	I(70) C(3) C-V(25) M(2)						
52/1	km1	Dol	gr	130 (241)	I(41) C(52) C-M(7)	52,0			80		
52/2	km2	Sd	grgn	90 (274)	I(77) C(20) M(3)						
52/3	km2	Sd	gn	70 (274)	I(66) C(5) C-V(25) M(4)			Z26 T17 R1 E3 A34			
52/4	km2	Sd	gn	150 (254)	I(38) C(6) C-V(51) M(5)						
52/5	km2	Sd	gn	130 (250)	I(40) C-V(60)						
55/1	km3	M	rbr	8 (248)	I(73) C(12) C-V(5) M(5) V(5)	10					69
55/2	km3	M	rbr	250 (230)	I(73) C(12) C-V(6) M(9)						
55/3	km2	S	gn	16 (230)	I(82) C(10) C-V(3) M(5)						
55/4	km2	M	gn	<2 (230)	I(59) C(39) M(2)	8,0					22
55/5	km2	M	gn	20 (230)	I(79) C(4) V(12) M(5)	9,0					
55/6	km2	M	gn	12 (230)	I(74) C(11) V(9) M(6)	11,0			60	1,6	
56/1	km2	Sd	grgn	100 (290)	I(58) C(17) C-V(25)			Z26 T4 R4 E3 A54 B2			
56/2	km2	S	gn	12 (291)	I(73) C(6) C-V(14) M(7)						
56/3	km2	Sd	gn	70 (291)	I(63) C(26) C-V(11)			Z17 T7 R3 E3 A58 B4			
56/4	km2	S	gn	40 (291)	I(60) C(23) C-V(9) I-M(8)						
56/5	km3	M	gr	10 (300)	I(42) V(47) C-V(8) M(3)	18,0			60	0,7	
59/1	km4	M	grgn	<2 1,2	I(87) C(13)	37,0			180	0,8	
59/2	km4	Dol	gr	<2 (274)	I(56) C(44)	75,0					55
59/3	km4	Dol	gr	<2 5,6	I(65) C(26) C-V(6) M(3)	64,0					
59/4	km4	Dol	gr	12 (290)	I(73) C(19) C-V(5) M(3)	56,0					
59/5	km4	M	gr	<2 (290)	I(91) C(5) M(4)	37,0					87
59/6	km4	Dol	gr	<2 (322)	I(66) C(22) V(12)	78,0			105	1,8	
59/7	km4	Dol	gr	20 (322)	I(86) C(4) V(5) M(5)	59,0					
59/8	km4	M	gr	50 (330)	I(76) C(17) C-V(5) M(2)	46,0					
59/9	km4	Dol	gr	<2 (370)	I(61) C(28) C-V(9) M(2)	69,0					
59/10	km4	M	gr	<2 (360)	I(75) C(15) C-V(10)	33,0					
59/11	ko,u	S	gr	50 (400)	I(84) C-V(16)						
59/12	ko,u	Sd	gr	80 5,4	I(79) C-V(18) M(3)						
59/13	ko,m	S	gr	30 (450)	I(85) C-V(13) M(2)						
59/14	ko,m	S	gn	30 3,6	I(84) C-V(16)			Z33 R5 E11 A2 G12 H8			88
59/15	ko,m	S	schw	25 (450)	I(76) V(9) I-M(13) M(2)						
59/16	ko,m	S	gn	35 (500)	I(81) C-V(19)			Z33 T8 R3 E7 H10			
60/1	km4	M	grgn	<2 (300)	I(79) V(15) M(6)	49,0					

Probenbereich: Osnabrück				Poro									
Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Md	(Illkri)	Tonminerale		Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
60/2	km4	M	grgn	<2	(312)	I(85)	V(12) M(3)	36,0					
60/3	km4	Dol	gr	<2	(316)	I(89)	V(10) M(1)	53,0			270	0,7	
60/4	km4	M	grgn	<2	(322)	I(69) C(5)	V(21) M(5)	31,0					
60/5	km4	M	grgn	<2	(322)	I(81) C(1)	V(14) M(4)	36,0					

Probenbereich: Weser

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Md	Poro	Tonminerale		Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
D1	ku1	S	grgn	82	1,3	I(35) C(59)	M(6)			Z25 T6 R5 A42 H4			
D2	ku1	Sd	grgn	88	1,2	I(39) C(50) C-V(7)	M(4)			Z6 T7 R1 A64 H2			
D3	ku1	Sd	gr	76	2,0	I(56) C(37)	M(7)		3,3	Z10 T8 R4 A59			
D4	ku1	Sd	gr	94	1,3	I(41) C(47) C-V(12)				Z27 T17 R4 E1 A16 H2			
D5	ku1	S	gr	35	7,5	I(38) C(62)				Z24 T9 R9 E5 A22 H9			
D6	ku1	S	gr	60	5,2	I(44) C(52)	M(4)			Z28 T16 E22 A18 H5			
D7	ku1'	Sd	gn	76	1,9	I(47)	C-V(47) M(6)			Z21 T8 R3 E1 A17 H4			
D8	ku1'	Sd	rv	88	13,2	I(33) C(67)				Z7 T34 R4 E3 A20 H6			
D9	ku1'	S	gr	50	10,1	I(54) C(32) I-M(2)	M(12)			Z7 T20 R3 A34 H1 S1			
K1	ku2	M	grgn	60	5,5	I(74) C-V(20) C-M(3)	M(3)	9,8					
K2	ku2	M	gn	60	2,1	I(36) C(52) C-V(9)	M(3)	7,4		Z9 T14 R2 E2 A65			
K3	ku2	Dol	gr	11	4,0	I(6) C(38) C-V(44)	M(12)	54,6		Z10 T13 R3 E3 A50			
K4	ku2	M	rbr	58	3,3	I(34) C(39) C-V(23)	M(4)	8,2		Z9 T37 R5 E1 A28			
W1	ku1'	S	gr	60	1,4	I(35) C(58)	M(7)			Z45 R3 E5 A17			
W2	ku1'	Sd	grgn	88	2,0	I(35) C(39) C-V(15) M(7) I-M(4)				Z26 T33 R2 A14 H1			
W3	ku1'	Sd	grgn	82	<1,0	I(43) C(43)	M(14)			Z22 T10 R10 E2 A11			
H1	ku1	Sd	grgn	95	16,0	I(86) C(6) C-V(4)	M(4)			Z19 T19 R3 E4 A39 H1			66
H2	ku1'	Sd	gr	116	6,0	I(48) C(36) C-V(16)				Z20 T37 R8 E2 A3 H1 S1			
VI 1a	km2	Sd	gr	95	4,1	I(40) C(37) C-V(17)	M(6)	3,6		Z10 T16 R1 E2 A58 S8			
VI 1b	km2	Sd	grgn	102	4,6	I(17) C(61) C-V(17)	M(5)			Z4 T14 R2 E3 A58 S6			
VI 2	km2	Sd	gr	95	4,4	I(28) C(50) C-V(15)	M(7)			Z22 T16 R3 E3 A43 S4			
VI 3	km2	Sd	gr	94	4,5	I(35) C(45) I-C(15)	M(5)	3,2		Z5 T13 E1 A66 S4			32
VII	km2	Sd	gr	154	10,5	I(38) C-V(22) I-C(29)	M(11)			Z10 T7 R2 E2 A14 S2			
VIII 1a	km2	Sd	gr	116	6,9	I(30) C(70)				Z12 T8 E3 A34			
VIII 1b	km2	Sd	gr	116	5,3	I(33) C(64)				Z6 T14 E1 A47 S4			
VIII 2	km2	Sd	grgn	125	3,0	I(45) C(55)		1,1		Z7 T13 R2 E1 A46			
VIII 3	km2	Sd	gr	116	7,7	I(55) C(4) I-C(32)	M(9)			Z15 T12 R1 E1 A44			

Probenbereich: Weser				Poros		Tonminerale		Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	P		
Probe	Strat.	Wasser	Farbe	Md	(111kri)										
VIII 4	km2	Sd	grgn	108	5,9	I(63)	C(4)	I-C(31)	M(2)	4,7	Z4	T13	R1 E1 A54	29	
VIII 5	km2	Sd	gr	65	5,6	I(65)	C(3)	I-C(26)	M(6)	1,0	1,0	Z5	T21	R1 E1 A35	
VIII 6	km2	Sd	grgn	94	4,0	I(56)		C-V(37)	M(7)			Z5	T12	E1 A58	
VIII 7	km2	Sd	gr	101	4,7	I(60)	C(16)	I-C(18)	M(6)			Z21	T9	R3 E4 A52 66	
VIII 8	km2	Sd	gr	125	12,8	I(64)		I-C(36)				Z19	T14	R4 E11 A24 68 H7	
L	ka,u	Sd	gr	125	1,7	I(24)	K(67)		M(9)			Z19	T43	R3 E8 A2 H1 S2	
UI 1	ka,u	S	gn	30	9,0	I(80)		C-V(17)	M(3)			Z20	T7	E40 613	
UI 2	ka,u	Sd	gn	80	1,9	I(52)		C-V(43)	M(5)			Z36	T17	R3 E9 612	
UI 3	ka,u	S	gr	50	3,8	I(84)		C-V(12)	M(4)			Z31	T38	E4 68	
UI 4	ka,u	Sd	gn	65	4,6	I(71)		C-V(24)	M(5)			Z43	T13	R5 E13 A1 61	
UI 5	ka,u	S	gn	16	9,4	I(78)		C-V(19)	M(3)			Z45	T10	R3 E23	
UI 6	ka,u	Sd	gn	65	2,9	I(66)		C-V(30)	M(4)			Z25	T15	R12 E14 62	
UI 7	ka,u	S	gr	12	5,5	I(90)	V(7)		M(3)			Z35	T22	R8 E14 64	
UI 8	ka,u	S	gn	16	8,6	I(66)		C-V(31)	M(3)			Z37	T19	R7 E13	
UI 9	ka,u	S	gn	40	3,2	I(78)		C-V(20)	M(2)			Z38	T13	R8 E8 A2	
UI 10	ka,u	Sd	grgn	120	11,0	I(65)		C-V(31)	M(5)			Z49	T18	R7 E3 A2	
UI 11	ka,u	S	gn	12	6,4	I(14)	K(43)	C-V(37)	M(6)			Z39	T22	E11 612	
UII 1	ka,u	S	grgn	36	11,0	I(53)	K(9)	C-V(34)	M(4)			Z55	T6	R4 E6 62	
UII 2	ka,u	S	grgn	36	1,3	I(87)		C-V(11)	M(2)			Z50	T15	R7 E5	22
UII 3	ka,u	Sd	gr	70	11,0	I(62)		C-V(38)				Z55	T20	R4 E8	
UII 4	ka,u	Sd	gn	90	1,3	I(35)	K(20)	C-V(39)	M(6)			Z62	T17	R4 E2	
UII 5	ka,u	S	gn	30	11,0	I(14)	K(29)	C-V(48)	M(9)			Z68	T12	E5 66	
UIII 1	km4	S	gr	20	3,6	I(38)		C-M(57)	M(5)			Z37	T2	R2 E2	
UIII 2	km4	Sd	gr	160	2,6	I(100)						Z35	T25	R9 E1 H1	
UIII 3	km4	Sd	gr	150	1,3	I(77)		C-V(19)	M(4)			Z21	T16	R4 E3 H33	
UIV 1	km2	Sd	gr	70	5,9	I(90)			M(10)	1,1	1,0	Z6	T12	R1 E3 A63 62	
UIV 2	km2	Sd	grgn	71	2,8	I(97)			M(3)			Z8	T10	R1 E2 A60 64	
UIV 3	km2	Sd	gn	91	9,3	I(86)			M(14)	0,4	0,6	Z4	T10	E2 A75 62	
UIV 4	km2	Sd	rbr	71	4,1	I(98)			M(2)			6,1	Z12	T12 R1 E2 A62	
UIV 5	km3	M	rbr	8	1,8	I(94)	C(3)		M(3)	19,9	1,4				
101/1	km1	M	rbr	8		I(55)	C(39)	CsC(5)	M(1)	27,4					
101/2	km1	Dol	gr	12		I(38)	C(60)		M(2)	51,7	14,0				
101/3	km1	M	rbr	8 (225)		I(46)	C(53)		M(1)	11,6					
102	ku1	S	gn	48 (225)		I(38)	C(60)		M(2)					2,5	2E
103	km3	S	rbr	4 (258)		I(79)	C(17)		M(4)					0,6	64

Probenbereich: Weser

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Poros		Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
				Md	(111kr)							
104	km2	Sd	gr	70		I(31) C(35) C-V(43)			Z57 T7 R3 E9 H13			
105	km3	S	rbr	10	(209)	I(47) C(34) C-V(13) M(6)						
106/1	km4	Dol	grgn	8	(322)	I(42) C(34) C-M(24)	52,0					
106/2	km4	M	rbr	12		I(68) C(21) C-M(11)	19,2		Z56 T12 R5 E21			
106/3	km4	M	gr	<2		I(73) C(24) M(3)	42,6					
106/4	km4	Dol	gr	<2	(322)	I(53) C(42) M(5)	99,5					
107/1	km1	M	rv	12	(320)	I(48) C(42) C-M(10)	2,4	34,5			0,2	
107/2	km1	M	rbr	20	(322)	I(66) C(26) C-M(8)	10,0	24,7				
107/3	km1	M	grgn	32	(322)	I(72) C(22) C-M(6)	16,9					
108	km2	Sd	gn	190	5,6	I(33) C(15) I-M(12) M(8) C-V(32)	10,2	34,2	Z34 T12 R4 E17 G2 H11 S3	0,1		
109	km1	M	gr	60		I(48) C(40) C-M(12)	11,0	35,0			0,2	
110/1	ku2	M	gn	25	(322)	I(71) C(29)	1,7		Z18 T4 R2 E34 A9 G4 H8	0,4		
110/2	ku1'	S	gr	32	1,0	I(46) C(45) I-M(5) M(4)			Z5 T4 R2 E14 A7 G50 H12	0,8	60	
110/3	ku2	M	gn	12	(338)	I(88) C(12)	18,8				0,9	73
111/1	km1	M	rbr	12		I(77) C(18) C-M(5)	12,3	8,4				88
111/2	km1	S	rbr	20	(350)	I(75) C(16) C-M(9)					0,3	
112/1	km1	S	rbr	20	(354)	I(76) C(19) C-M(5)						
112/2	km1	S	grgn	40	1,0	I(76) C(19) C-M(5)			Z13 T1 R1 E6 A56 H3			
112/3	km1	M	grgn	<2	(354)	I(68) C(25) C-M(7)	16,7					
113/1	ku1'	S	grgn	20		I(60) C(13) I-M(17) M(10)			Z14 T5 R2 E5 A60 H4			
113/2	ku1'	Sd	gr	143	(290)	I(45) C(42) C-V(8) M(5)					1,4	
114/1	ku1'	Sd	gn	100	(258)	I(35) C(35) C-V(23) M(7)			Z39 T4 R3 E17 H12			
114/2	ku1'	Sd	gn	65	1,6	I(63) C(37)			Z10 T11 R3 E4 A62 H3	0,6	55	
115/1	km1	M	gr	<2		I(66) C(24) C-M(10)	6,7					
115/2	km1	M	gr	60	2,8	I(20) C(65) CsC(13) M(2)	4,2	40,3				
115/3	km1	M	rbr	16		I(79) C(12) C-M(9)	31,5					
115/4	km1	Dol	gr	20	6,0	I(46) C(37) C-M(5) M(4) CsC(8)	5,0	34,4				
115/5	km1	Dol	gr	<2	(274)	I(74) C(16) C-M(10)	34,2				0,4	
115/6	km1	M	gr	<2	(280)	I(67) C(15) C-M(5) C-V(13)	38,9					56
115/7	km1	M	rbr	20	(290)	I(43) C(38) C-M(5) C-V(14)	25,5				0,2	
116/1	km4	M	gr	20	(290)	I(75) C(19) C-M(6)	22,9				0,5	
116/2	km4	M	gr	20		I(70) C(19) C-V(8) M(3)	18,8		Z43 R3 E18 A12 G2 H1			
116/3	km4	M	rbr	30		I(71) C(11) C-V(7) C-M(8) M(3)	28,2					
116/4	km4	M	grgn	30		I(62) C(24) C-M(14)	17,7					
116/5	km4	M	rbr	20		I(61) C(25) C-M(14)	7,1					

Probenbereich: Weser				Poro								
Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Mo	(Ililtri)	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	P
116/6	km4	S	grgn	20	3,2	I(44) C(41) C-M(15)						
116/7	km4	S	gr	20	(290)	I(36) C(48) C-M(16)						
116/8	km4	S	rbr	30		I(70) C(20) C-M(10)						
117	km3	S	rbr	40	(209)	I(64) C(19) C-V(11) M(6)						0,3
118/1	km2	Sd	grgn	134	1,5	I(34) C(33) C-V(26) M(7)			Z10 T6 EB A46 H4			
118/2	km2	Sd	rbr	70	(200)	I(39) C(52) C-V(9)						
119/1	km4	M	rbr	28	(290)	I(80) C(13) C-M(17)	9,2	4,7				77
119/2	km4	M	gr	20		I(72) C(19) C-M(9)	44,1					0,3
119/3	km4	M	rbr	15		I(67) C(24) C-M(9)	17,3					
119/4	km4	M	rv	20		I(80) C(15) C-M(5)	14,3	4,9				
119/5	km4	M	rbr	10	(290)	I(64) C(25) C-M(11)	19,7	4,8				
119/6	km4	M	gr	16	(290)	I(77) C(17) C-M(6)	10,5	1,9				
119/7	km4	M	rbr	15		I(77) C(14) C-M(9)	18,4					0,3
119/8	km4	M	gr	20		I(68) C(18) C-M(12) M(2)	29,1					
119/9	km4	M	v	10		I(88) C(8) C-M(4)	39,8		266 T9 R2 E20			
120/1	ko,u	Sd	gr	150	1,3	I(21) K(18) C-V(61)			234 T5 R3 E40			
120/2	ko,u	Sd	grgn	150	(354)	I(11) K(18) C-V(60) I-M(11)			232 T8 R3 E51			
121/1	km1	M	grgn	10		I(70) C(11) C-M(16) M(3)	33,0					
121/2	km1	M	rbr	5		I(70) C(12) C-M(18)	26,3					
121/3	km1	M	grgn	40	(354)	I(71) C(10) C-M(19)	17,8					85
121/4	km1	M	grgn	<2		I(59) C(24) C-M(17)	35,4					0,4
121/5	km1	Dol	gr	<2		I(26) C(38) C-M(36)	52,8					
121/6	km1	M	gr	<2		I(67) C(13) C-M(20)	28,9					
122/1	km2	S	gr	40	(200)	I(67) C(23) C-V(7) M(3)						1,9
122/2	km2	S	gr	40		I(46) C(36) C-V(13) M(5)			Z11 T4 E6 A45 H3 S3			
123/1	km3	M	rbr	29	1,5	I(82) C(10) CsC(6) M(2)	15,4					66
123/2	km3	S	gr	40	(1,0)	I(18) C(69) C-V(9) M(4)			Z28 T10 R1 E19 A12			
123/3	km3	S	rbr	20	(250)	I(77) C(10) C-V(7) M(3) CsC(3)						
124/1	km1	M	gr	<2	(280)	I(67) C(16) C-M(17)	22,9					
124/2	km1	M	rbr	<2		I(74) C(16) C-M(10)	22,5					
124/3	km1	M	rv	20		I(43) C(34) C-M(7) CsC(16)	13,7					
124/4	km1	M	rbr	20	(267)	I(74) C(17) C-M(9)	22,9					
124/5	km1	Dol	gr	<2		I(45) C(29) C-M(8) CsC(18)	59,1					
124/6	km1	M	gr	<2		I(71) C(17) C-M(12)	26,3					
124/7	km1	M	gr	20		I(53) C(30) C-M(17)	18,9	5,0				

Probenbereich: Weser				Poro								
Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Md	(Illikri)	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
125/1	ko,u	Sd	gn	105	(354)	I(72) K(13) C-V(7) M(2) I-M(6)	38,3	9,4			0,4	
125/2	km4	M	gr	20	(290)	I(79) C(12) C-V(6) M(3)	28,4	2,8				
125/3	km4	M	v	38		I(85) C(8) C-V(5) M(2)	34,2				0,4	40
126/1	km3	M	rbr	16	(360)	I(73) C(16) C-V(6) CsC(5)		22,0				
126/2	km3	Cal	r	39		I(45) C(27) C-V(15) CsC(13)	3,9	54,9			0,3	
127/1	km1	M	rbr	44	(274)	I(80) C(12) C-M(8)	14,1	4,7			0,4	104
127/2	km1	M	rbr	30	(225)	I(50) C(31) C-M(19)	6,9	5,6				
127/3	km2	S	gr	18	(225)	I(48) C(37) C-M(15)	2,3					
128	km4	Dol	gr	<2	(400)	I(51) C(31) C-V(16) M(2)	57,7	11,2				
129	ko,u	S	gn	54	1,6	I(12) C(64) C-V(20) I-M(4)			Z53 T5 R8 E20		0,4	
130/1	km1	M	rbr	38	(167)	I(77) C(17) C-M(6)	35,4	14,6				
130/2	km2	Sd	gr	109	15,7	I(46) C(23) C-V(22) M(9)			Z17 T8 R3 E13 A13 H2 S2			
131	ku1	Sd	grgn	180	4,5	I(50) C(34) C-V(11) M(5)					0,8	67
132/1	ku1'	Sd	rbr	100	3,8	I(34) C(26) C-V(40)						
132/2	ku1'	Sd	gr	196	5,8	I(52) C(19) C-V(19) M(10)			Z40 T3 R3 E12 A16 H2			29

Probenbereich: nördliches Harz-Vorland				Poro								
Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Md	(Illikri)	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
201/1	ko,m	Sd	gr	125	10,6	I(35) K(32) I-M(18) M(15)			Z36 T5 R4 E23 H16			
201/2	ko,m	Sd	grgn	180	(467)	I(28) K(52) I-M(6) M(10)			Z46 T2 R5 E19 H8			
201/3	ko,m	S	gr	40	(510)	I(65) K(9) V(7) I-M(18) M(11)						
201/4	ko,m	Sd	grgn	70	(500)	I(54) K(9) C(4) C-V(6) I-C(17) I-M(8) M(2)			Z42 T1 R2 E32 H3			
201/5	ko,m	Sd	gr	80	(419)	I(50) K(21) I-M(12) M(17)			Z48 T1 R4 E30 S1 H3			
201/6	ko,m	Sd	gr	200	(450)	I(38) K(21) I-M(16) M(25)			Z50 T1 R4 E23 H6			
202/1	ko,m	Sd	gr	100	9,0	I(48) K(23) C(6) I-M(19) M(4)			Z50 T1 R4 E30 H2			
202/2	ko,m	Sd	gr	130	(387)	I(12) K(47) I-M(20) M(4)						
203	ko,m	Sd	grgn	180	(300)	I(48) K(26) C(4) I-M(13) M(9)						
204/1	km2	Sd	grgn	70	(345)	I(47) C(6) C-V(14) I-M(13) M(10) K(10)			Z47 T2 R3 E34 H1			40
204/2	km2	Sd	gr	120	17,7	I(66) C(10) C-V(6) I-M(12) M(6)			Z53 T1 R9 E10 S2 H7 D1			16
204/3	km2	Sd	gr	10	(358)	I(61) C(10) C-V(16) I-M(9) M(4)			Z45 T2 R2 E16 H3		0,2	
205	ko,u	Sd	gr	220	17,9	I(35) K(41) C(10) I-M(7) M(7)			Z43 T3 R2 E5 A2 H26			
206/1	km4	M	rbr	56	(451)	I(85) C(1) C-M(1) I-M(12) M(1) 14,0						
206/2	km4	M	gr	<2	(451)	I(87) C(1) C-V(2) I-M(9) M(1) 47,6						
207/1	km3	Dol	grgn	8	(451)	I(94) V(1) I-M(4) M(1)	90,8					

Probenbereich: nördliches Harz-Vorland Poro

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Mo (Illkri)	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Gr	FeC	E
207/2	km3	M	rbr	30 (467)	I(86) C-V(4) I-M(9) M(1)	27,9			100	0,3	
207/3	km3	M	gr	50 (422)	I(87) V(5) I-M(8)	49,4			300		
208/1	ko,u	S	gn	53 3,0	I(63) K(8) C(13) I-M(13) M(3)			Z44 T1 R1 E21 E3 H6		0,2	
208/2	ko,m	S	gr	20 (516)	I(87) K(1) I-M(12)						
209/1	km1	S	gn	40 <1,0	I(75) C(1) C-V(6) I-M(15) M(3)						
209/2	km2	Sd	grgn	70 (377)	I(57) C(21) C-V(10) I-M(8) M(4)			Z33 T5 R2 E10 A27 E3 H6 D1			
209/3	km2	Sd	gn	120 (358)	I(47) C(24) C-V(15) I-M(7)			Z33 T3 R2 E13 A25 E2 H2 S2			
209/4	km2	Sd	gr	120 10,6	I(43) C-V(42) I-M(10) M(5)			Z34 T4 R3 E16 A8 H5			
210	ko,m	Sd	gr	110 (419)	I(32) K(32) C(11) I-M(15) M(10)			Z50 T2 R2 E23 H5			
211/1	ko,m	S	grgn	60 (419)	I(82) K(6) I-M(12)						119
211/2	ko,m	M	gn	40 (450)	I(72) K(9) C(1) C-V(4) I-M(13) M(1) 16,3					1,7	
211/7	ko,m	Sd	grgn	70 (435)	I(56) K(28) C(2) C-V(4) I-M(9) M(1)						
211/4	ko,m	Sd	gr	100 18,9	I(37) K(46) C(6) I-M(9) M(2)			Z57 T1 R3 E13 A1 H3			
211/5	ko,m	Sd	gr	70 (419)	I(28) K(38) C(4) C-V(13) I-M(12) M(5)			Z62 R1 E23 H3			
211/6	ko,m	Sd	gr	80 (419)	I(42) K(22) C(1) C-V(23) I-M(10) M(2)						
211/7	ko,m	T	gr	<2 (422)	I(70) K(9) C(1) C-V(4) I-M(15) M(1)						95
211/8	ko,m	Kohle scnw		50							
211/9	ko,m	Sd	gr	70	I(59) K(17) C(1) C-V(14) I-M(8) M(1)						
211/10	ko,m	Sd	gr	80 (419)	I(32) K(22) C(4) C-V(20) I-M(20) M(2)						
211/11	ko,m	Sd	gr	70	I(57) K(15) C(2) C-V(7) I-M(16) M(3)			Z47 T5 R4 E14 H3		0,2	
212/1	ko,m	Sd	gr	80 (400)	I(52) K(9) C(18) C-V(10) I-M(9) M(2)			Z43 T8 R1 E18 E1 H4			
212/2	ko,m	S	gr	40 (452)	I(56) K(23) C(1) C-V(8) I-M(11) M(1)						
212/3	ko,m	Sd	gr	80 (422)	I(49) K(28) C-V(12) I-M(7) M(4)			Z55 T6 R2 E10 H5		0,2	
212/4	ko,o	Sd	gr	100 9,6	I(45) K(22) C(5) C-V(11) I-M(10) M(7)					0,2	
213/1	ko,o	Sd	gr	90 (451)	I(45) K(28) C(2) C-V(15) I-M(9) M(7)			Z57 T2 R2 E17 E2 H1		0,2	
213/2	ko,o	Sd	gr	130 14,0	I(38) K(30) C(8) C-V(11) I-M(12) M(1)			Z56 T7 R3 E9 E2 H5		0,2	
214/1	ko,u	Sd	gr	90 (483)	I(49) K(17) C(7) I-M(26) M(1)			Z21 T5 R3 E20 E2 H9			
214/2	ko,u	Sd	gr	80 (483)	I(16) K(46) C(12) I-M(21) M(5)			Z43 T7 R3 E19 H4			
215/1	km4	Dol	gr	10 8,3	I(91) C-V(2) I-M(6) M(1)	80,1			200		
215/2	km4	Dol	gr	10 (441)	I(89) C-V(3) I-M(8)	77,6				0,3	
215/3	km4	Dol	rbr	15 (400)	I(79) C(3) C-V(4) C-M(2) P(6) I-M(6) 69,2						
215/4	km4	S	br	18 2,5	I(82) C(3) I-M(12) M(3)						
216	km4	S	br	30 (548)	I(65) C(13) C-M(11) I-M(10) M(1)					0,6	68
217/1	km3	M	gr	7 (484)	I(86) C-V(3) I-M(10) M(1)	29,5				0,2	108
217/2	km3	Dol	gr	15 5,2	I(88) V(2) C-V(1) I-M(8) M(1)	94,8			200	0,2	66

Probenbereich: nördliches Harz-Vorland Porz

Probe	Strat	Mater.	Farbe	Md	(Illkri)	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
218/1	km4	S	grgn	30	(580)	I(62) C(8) C-M(15) I-M(12)M(3)				300	0,4	
218/2	km4	S	grgn	40	(580)	I(56) C(6) C-M(18) I-M(17)M(3)						
219	km3	S	rbr	40	(580)	I(75) C(4) C-V(7) I-M(12) M(2)						52
220/1	km4	M	gr	20	(435)	I(87) I-M(12) M(1)	41,0					59
220/2	km4	Dol	gr	16	(500)	I(91) I-M(8) M(1)	88,9			300	0,3	
221	km4	Dol	gr	<2	(483)	I(76) C-V(5)C-M(1) I-M(18)	88,9					
222/1	km4	S	rbr	40	(451)	I(72) C(6) C-V(5) I-M(17)						
222/2	km4	M	rbr	17	(451)	I(82) C(4) C-M(3) I-M(11)	22,4			100	0,4	
222/3	km4	Dol	gr	<2	7,1	I(84) C(4) C-M(3) I-M(9)	77,4					
223	km4	Dol	gr	<2	(580)	I(75) C(2) C-M(18) I-M(5)	80,1					
224/1	ko,u	Sd	gr	80	26,7	I(30) K(54) C(6) I-M(10)			Z44 T5 R3 E23 H2		0,2	
224/2	ko,u	Sd	gr	80	(483)	I(54)K(12)C(4)C-V(7)I-M(18)M(5)			Z38 T5 R3 E16 H4			
225	km1	M	gr	30	(419)	I(70) C(5) C-V(9) C-M(7)I-M(9)14,7				100	1,0	
226	ko,u	Sd	gr	80	(400)	I(9)K(76)C(3)C-V(4)I-M(4)M(4)			Z39 T5 Z1 E15 H12		0,2	
227	ko,m	S	gr	40	(548)	I(52) K(18) C(4) I-M(11) M(15)					0,4	
228/1	km3	M	rbr	40	(403)	I(85) C(1) C-V(6) I-M(7) M(1)	8,0			200	0,4	
228/2	km3	Dol	gr	<2	(403)	I(69) C(12)C-V(4) P(6) I-M(11)83,9						
229/1	km2	M	rbr	20	(548)	I(82) C(2) C-V(4) I-M(11) M(1)28,1					0,6	
229/2	km2	M	gn	18	(548)	I(81) C(6) C-V(3) I-M(9) M(1)25,6	7,4					
230/1	km1	M	rbr	50	(451)	I(83) C-V(8) C-M(11) I-M(7)M(1)14,7				300	0,2	
230/2	km1	M	grgn	5	(451)	I(73) C-V(7) C-M(12) I-M(8)	25,6			100		57
230/3	km1	M	gr	30	3,6	I(62) C-V(3) C-M(29) I-M(6)	29,5				0,6	
230/4	km1	M	rbr	40	(451)	I(73)C(3)C-V(4)C-M(5)I-M(15)	6,2	6,8			0,2	
230/5	km1	M	rbr	60	(451)	I(87)C-V(3)C-M(2) I-M(5)M(1)15,4	9,4					
231/1	km1	Dol	gr	<2	(451)	I(72)C-V(3)C-M(2)P(16)I-M(6)M(1)92						
231/2	km1	M	grgn	30	(451)	I(72)C(2)C-V(4)C-M(4)P(12)I-M(7) 7						
232	km1	M	rbr	35	(516)	I(89) C-V(4) C-M(4) I-M(3)	10,3				0,3	45
233	ku2	M	grgn	40	(516)	I(78)C(2)C-V(4)C-M(3)I-M(13)	12,9	Z35 E28 622 H8		100	0,4	35
234/1	ku1	M	rbr	34	(419)	I(67)C(4)C-V(5)C-M(5)I-M(19)	2,5	Z25 R1 E53 613 H7		200	0,4	
234/2	ku1'	M	br	39	(419)	I(74) V(11) I-M(10)M(5)	11,6				0,2	37
235	km1	M	gr	<2	(516)	I(68)C(3)C-M(23) I-M(6)	29,5			200		
236/1	km1	M	gr	47	(451)	I(67)C(3)C-M(2)P(16)I-M(5)M(7)21,5						
236/2	km1	M	grgn	<2	(451)	I(74)C(3)C-M(1)P(13)I-M(6)M(3)27,6						68
236/3	km1	M	grgn	<2	(475)	I(95) I-M(5)	45,6				0,2	
236/4	km1	M	grgn	30	(419)	I(91) C-M(3) I-M(3) M(3)36,0				200		

Probenbereich: nördliches Harz-Vorland Poro

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Md (Illikr)	Tonminerale	Doi	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	P
237/1	ko,m	Sd	gr	90 (378)	I(3) K(87) C(6) I-M(2) M(2)			Z47 T4 R4 E18 H2	500		
237/2	ko,m	Sd	gr	110 (370)	I(6) K(60) C(31) I-M(2) M(1)			Z47 T2 R3 E25 H3			
237/3	ko,m	S	gr	30 (380)	I(24)K(66) C(11) I-M(8) M(1)					0,8	
237/4	ko,m	Sd	gr	80 (378)	I(26)K(67) I-M(7)			Z52 T3 R2 E20 H2			
238	km4	M	v	<2 (419)	I(92) C-M(2) I-M(5) M(1)	41,4					19
239/1	km4	Dol	gr	5 (419)	I(69) C(1) C-M(23) I-M(7)	87,4				0,3	2
239/2	km4	Dol	gr	<2 (419)	I(87) C(1) C-M(8) I-M(4)	72,2				0,3	4
240	km3	S	grgn	40 (450)	I(83) C(2) C-V(4) I-M(10)M(1)				100	0,3	
241	ko,m	Sd	gr	120 (354)	I(9) K(65) C(21) I-M(3) M(2)			Z13 T13 R9 E8 62 H6		0,2	
242	km4	Dol	gr	10 (419)	I(91) C-M(4) I-M(5)	69,0	1,0			0,2	
243	km3	M	rbr	20 (300)	I(74) C(5)C-V(7)C-M(10)I-M(4)	2,3			100	0,8	
244	km3	M	r	20 (387)	I(77) C(3) C-V(8) I-M(11)M(1)	8,4					
245	km3	M	grgn	40 (419)	I(92) C-V(2) I-M(6)	25,3					
246	km1	M	grgn	30 (355)	I(81) C(5) C-M(8) I-M(5) M(1)	10,4					
247/1	ko,o	S	gr	40 (451)	I(31) K(34) C(4) I-M(8) M(23)					0,4	
247/2	ko,o	S	gr	30 (548)	I(67) K(8) C(2) I-M(3) M(20)			Z51 R6 E18 610 H2			5
248/1	ku1	M	gn	20 (451)	I(81) C(8) I-M(9) M(2)	31,8			200	0,8	6
248/2	km1	M	rbr	24 (451)	I(87) C(5) C-M(1) I-M(6) M(1)	16,9			200	0,4	
249	km4	M	gr	15 (548)	I(72) C-V(4) P(11)I-M(11)M(2)	39,1			100		
250	km1	M	rbr	30	I(86) C(5) C-M(2) I-M(6) M(1)	2,4	7,4			0,4	
251	km2	Sd	gr	100	I(34) V(22) I-M(18) M(26)			Z35 T2 H7 E22 625		0,2	
252/1	ko,m	Sd	gr	100 (300)	I(9) K(89) I-M(2)			Z45 T6 R2 E25 H3		0,2	
252/2	ko,m	Sd	gr	100 (350)	I(19) K(78) I-M(3)			Z45 T3 R3 E26 H4	300	0,2	
253/1	km2	Sd	gn	120 (387)	I(26) V(7) I-M(6) M(61)			Z10 T1 R1 E7 A7 665			
253/2	km1	S	rbr	50 (306)	I(46) C(5) C-M(10) I-M(7) M(2)						
253/3	km1	Dol	gr	<2 (355)	I(78) C(2) C-M(18) I-M(2)	84,3					
253/4	km1	M	grgn	<2 (371)	I(86) C-V(3) I-M(4) M(7)	22,2					
254	ku1'	Cal	gr	5 (387)	I(61) V(16) I-M(8) M(15)		91,3		100	0,2	
255	km3	M	gr	<2 (451)	I(81) P(12) I-M(7)	29,6					
256/1	km1	M	gr	<2 (387)	I(85) C(7) C-M(3) I-M(5)	29,5					
256/2	km1	M	rbr	<2 (419)	I(61) C(3) C-M(32)I-M(5)	48,1			100	0,4	
257/1	km1	M	rbr	30 (451)	I(81) C(1) C-M(11)I-M(6) M(1)	21,5					E
257/2	km1	Cal	gr	25 (516)	I(71) C(3) C-M(18)I-M(7)		75,8			0,2	4
257/3	km1	M	rbr	30 (516)	I(87) C(2) C-M(4)C-V(3) I-M(4)	9,6	17,1				
258	km3	M	rbr	31	I(86) C(5) I-M(7) M(2)	9,4	6,0				

Probenbereich: nördliches Harz-Vorland Poro

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Md (Illkri)	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
259/1	km4	M	grgn	5 (462)	I(84) C(3) C-M(5) I-M(8)	21,8					
259/2	km4	M	rbr	5 (451)	I(84) C(2) C-M(8) I-M(5) M(1)	26,4					
259/3	km4	M	gr	10 (462)	I(89) C(2) C-M(2) I-M(7)	27,2			500	0,3	
260/1	km1	M	rbr	<2 (322)	I(87) C(2) C-M(1) P(3) I-M(7)	54,0					7
260/2	km1	Dol	gr	<2 (322)	I(79) C(4) C-M(3) P(4) I-M(9)	83,9					
260/3	km1	Dol	gr	<2 (387)	I(84) C(2) C-M(3)	I-M(11)83,6					
260/4	km1	M	rbr	5 (348)	I(90) C(2) C-M(1)	I-M(7) 44,0					
260/5	km1	Dol	gr	<2 (348)	I(81) C(3) C-M(2) I-M(11) M(3)	80,8					
260/6	km1	M	rbr	10 (348)	I(84) C(3) C-M(3)	I-M(10)34,5					
261/1	ku2	M	gr	5 (419)	I(72)C(2)C-V(10)C-M(5) I-M(11)	86,3				0,4	
261/2	ku2	M	gr	30 <1,0	I(77) C-V(10) C-M(2)	I-M(11)	21,6		300		

Bohrung: B

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
2524	ko,o	Sd	gr	225	K(1) I(51) I-M(13) C(31) M(4)	2,5	5,2	Z30 T1 R1 E24			
2546	ko,m	M	gr		K(7) I(46) I-M(16) C(31)	3,4					
2556	ko,m	S	gr	220	K(8) I(55) I-M(13) C(21) I-C(3)						
2560	ko,m	T	schw		K(4) I(65) I-M(20) C(19) M(2)				30	0,9	139
2566	ko,u	M	gr		K(6) I(18) I-M(6) C(67) M(3)	60,9					
2580	ko,u	Dol	gr		K(3) I(58) I-M(8) C(30) M(1)	62,0					66
2595	ko,u	S	schw	225	K(5) I(65) I-M(17) C(13)			Z34 T1 R1 E28 H2	30	0,9	
2600	km4	M	gr		I(78) I-M(6) C(15) M(1)	8,2		Z63 T1 R1 E18 65	36	0,8	135
2625	km3	M	gr		I(74) I-M(9) C(16) M(1)	27,2					131
2645	km3	M	rbr		I(68) I-M(5) C(22) C-M(3) M(2)	17,2			140	0,6	
2647	km3	M	gr		I(60) I-M(9) C(32)	27,6		Z96			
2650	km2	M	gr	223	I(69) I-M(4) C(25) M(2)		30,4				
2652	km2	M	rbr	223	I(69) I-M(4) C(26) M(1)	5,6	3,8	Z54 E29	140	1,0	
2660	km1	M	gr		I(72) I-M(4) C(24)	30,0	5,2				
2665	km1	M	gr		I(49) C(43) C-M(8)	21,0					
2680	km1	M	gr		I(53) C(41) C-M(6)	27,4		Z92			
2690	km1	M	gr		I(53) C(40) C-M(7)	16,0					
2700	km1	M	rbr		I(76) I-M(5) C(14) C-M(4) M(1)	13,8					
2710	km1	M	gr		I(65) I-M(6) C(26) C-M(3)	28,3					
2735	km1	M	rbr		I(71) C(24) C-M(5)	18,2		Z72 T1 R1 E3 A1			
2745	km1	M	rbr		I(77) C(19) C-M(4)	13,8					
2750	km1	M	rbr		I(83) C(16) C-M(1)	27,5	8,2				
2760	km1	M	rbr		I(80) C(15) C-M(5)	11,9					
2765	km1	M	rbr		I(83) C(17)	21,6		Z53 T1 R1 E2			113
2770	km1	M	rbr		I(75) C(24) M(1)	17,8			40	1,1	
2775	km1	M	rbr		I(74) C(21) M(5)	14,7					165
2780	ku2	M	rbr		I(75) C(21) C-M(5)	28,5			100	1,1	
2800	ku2	M	gr		I(58) I-M(4) C(33) C-M(5)	29,5		Z50 T3 R1 E10 A5			
2810	ku1'	M	rbr	220	I(78) C(18) M(4)	19,5			50	1,0	143
2814	ku1'	Cal	gr		I(68) I-M(4) C(26) M(2)	20,2	43,2				

Bohrung: C

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1845	ko,a	M	gr	225	I(75) C(18) I-M(7)	3,8	16,3	Z35 T5 E5 66 H8 53			
1850	ko,a	M	gr		I(71) C(29)	6,3	15,0				
1855	ko,a	Sd	gr	225	I(73) C(27)	3,3	11,4	Z56 T2 R1 E5 55			
1857	ko,a	M	gr	209	I(74) C(26)	3,0	11,0	Z91	70	0,9	
1862	ko,a	M	gr	194	I(79) C(21)	2,8	9,3				110
1867	ko,a	M	gr	209	I(69) C(31)	15,5	13,4				
1875	ko,m	M	gr		I(78) C(22)	3,6	10,7	Z29 T1 R9 E27 52			96
1880	ko,m	T	schw	209	I(75) C(25)						
1885	ko,m	T	schw		I(87) C(13)				40	0,9	
1890	ko,m	M	gr		I(78) C(22)		11,0				
1900	ko,u	M	gr		I(86) C(14)		12,1				113
1910	ko,u	Sd	gr	209	I(85) C(24) M(1)		12,5				
1920	ko,u	Sd	gr		I(68) C(30) M(2)			Z34 T5 R5 E16 H6 52	30	0,6	
1921	ko,u	M	gr		I(86) C(14)	22,8	14,7	Z40 T2 R1 E30 612			
1922	ko,u	M	gr		I(63) C(33) I-M(4)	5,2	6,9				
1925	ko,u	M	gr		I(67) C(30) I-M(3)	3,2	12,3				
1930	ko,u	T	gr		I(88) C(9) M(3)						71
1935	km4	M	gr	177	I(75) C(25)	40,7	3,2	Z61 T2 R1 E10 51 51			
1940	km4	Dol	gr		I(89) C(11)	53,3	2,8				105
1942	km4	M	gr	177	I(82) C(18)	40,2			330	0,4	
1945	km4	M	gr		I(88) C(12)		19,1				
1947	km4	Anhy	w								
1950	km4	Dol	gr		I(62) C(38)	51,7					
1953	km3	M	gr		I(47) C(53)		17,5	Z55 T1 R1 E30			146
1955	km3	M	gr		I(49) C(51)	26,6					
1960	km3	M	gr		I(62) C(38)	16,1			1750	0,7	
1965	km3	M	gr		I(44) C(56)	15,7					
1970	km3	Anhy	gr	161		5,4					
1980	km3	M	gr		I(77) C(23)		5,8				
1985	km3	M	gr		I(44) C(56)	13,4					
1990	km3	M	gr		I(41) C(59)	14,2		Z48 T2 R2 E30 52 H1			
1995	km3	M	gr		I(70) C(30)		14,6				
2000	km3	M	gr		I(63) C(37)	12,1			180	0,9	
2015	km2	M	gr	209	I(86) C(14)	2,6	12,2		90	1,1	
2025	km2	S	gr	212	I(87) C(13)			Z34 E25	90	0,9	140

Bohrung: C

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Toneminerale	DoI	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	S
2030	km2	M	gr	177	I(74) C(26)	3,4		Z30 R4 E25 H6			
2035	km1	M	gr		I(57) C(43)	9,5	7,1				
2050	km1	M	gr		I(67) C(33)	2,1	12,7		90	1,0	
2080	km1	M	gr		I(30) C(70)	33,1					
2090	km1	M	gr		I(32) C(68)	18,8		Z50 T3 R3 E9 E3 H2			
2095	km1	M	gr		I(80) C(20)	5,0	7,7				
2105	km1	M	gr		I(73) C(27)	4,4	15,2				163
2120	km1	M	gr	187	I(82) C(18)		14,1				
2132	km1	M	gr		I(43) C(57)	10,9					
2135	km1	M	gr		I(56) C(44)	9,2					
2140	km1	M	gr		I(54) C(46)	10,1			20	0,6	
2155	ku2	M	gr		I(75) C(25)		8,9				
2175	ku2	M	gr	187	I(62) C(38)		9,2	Z72 T3 R2 E4			
2177	ku2	M	gr		I(62) C(38)	22,6					
2180	ku2	M	gr		I(70) C(30)	78,8			40	0,6	
2182	ku1'	M	grgn		I(76) C(24)	25,6					
2185	ku1'	Sd	gr		I(76) C(24)	7,7		Z50 T2 R1 E5 E10 H5			
2186	ku1'	Sd	gr	187	I(61) C(39)	29,9		Z31 T3 R3 E27 H9	20	0,5	
2187	ku1'	M	gr		I(67) C(33)	24,9					
2188	ku1'	Sd	gr		I(65) C(33)	21,4		Z48 T7 R2 E37 E2			
2195	ku1	M	gr		I(73) C(27)	2,9	13,0				
2197	ku1	M	gr	177	I(81) C(19)	11,5		Z49 T3 Z2 E17 H14	10	1,0	135
2210	ku1	M	gr		I(63) C(37)	41,0					

Bohrung: D

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1563	ko,o	M	gr		K(10) I(43) I-M(11) C(36)	5,3	2,2	Z32 T1 E12 H2			
1585	ko,m	M	schw		K(3) I(55) I-M(22) C(20)	3,8					
1612	ko,u	Sd	gr	230	K(1) I(87) C(22) M(1)			Z43 T2 R1 E18 65 H9			
1613	ko,u	M	gr		K(3) I(71) I-M(6) C(16) M(4)	47,8		Z45 T2 R1 E20 64 H6			
1639	km4	M	gr	225	I(67) C(32) C-M(1)	42,9					
1642	km4	M	gr		I(51) C(31) C-M(6) M(12)	35,2		Z63 T1 E2 H1			
1660	km4	M	rbr		I(69) C(22) C-M(9)	19,9		Z82 R1 E5			
1662	km4	M	gr		I(53) C(24) C-M(23)	9,5					
1665	km3	Anhy	w	216							
1668	km3	S	rbr	225	I(57) C(32) C-M(11)			Z85 R2 E3 H1			

Bohrung: E

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
2039	ko,m	S	gr	264	K(22) I(59) I-M(11) C(7) M(1)						
2040	ko,m	S	gr		K(17) I(66) I-M(13) M(4)			Z63 T2 R1 E2 62 H1			
2041	ko,m	M	gr		K(24) I(55) I-M(15) C(6)	7,6	3,0				
2042	ko,m	S	gr	264	K(20) I(63) I-M(17)						
2080	km4	M	gr		I(86) I-M(12) C(2)	25,5					
2081	km4	Dol	gr		I(86) I-M(9) C(5)	64,7					
2082	km4	M	gr	250	I(87) I-M(8) C(5)	27,2					
2083	km4	Dol	gr		I(79) I-M(17) C(4)	59,0		Z79 T1 R1 E3			

Bohrung: F

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1910	ko,o	Sd	gr	290	I(42) K(9) C(40) I-M(9)	4,7	3,4	Z63 T1 R1 E1			
1911	ko,o	M	gr	296	I(72) K(10) I-M(18)	2,3	12,5				
1915	ko,o	S	gr	290	I(47) K(10) C(34) I-M(9)						
1930	ko,m	M	gr		I(75) K(4) C(9) I-M(10) M(2)	22,6					
1935	ko,m	S	gr	300	I(76) K(3) C(5) I-M(14) M(2)						
1940	ko,m	Sd	gr		I(58) K(5) C(23) I-M(14)			Z52 T1 E15 H7			
1945	ko,m	S	gr		I(65) C(28) I-M(7)			Z39 T3 R2 E10 H5			
1956	ko,m	Sd	gr	296	I(62) K(1) C(22) I-M(15)		28,9	Z32 T3 R1 E3 61 H2			
1957	ko,u	M	gr		I(60) K(3) C(17) I-M(11) M(9)	34,1		Z45 T3 R3 E10 A9 H9 S1			

Bohrung: F

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1960	ko,u	M	gr		I(81) K(3) C(3) I-M(13)	21,1					
1961	ko,u	S	gr	285	I(86) K(2) C(8) I-M(4)						
1965	km4	M	rbr		I(88) C(4) I-M(8)	46,7					
1966	km4	S	gr	280	I(76) C(15) I-M(9)			763 T1 R1 E3			
1972	km4	M	rbr	280	I(79) C(9) I-M(12)	41,1					

Bohrung: G

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1860	ko,o	Sd	gr	265	K(14) I(45) I-M(13) C(22) M(6)	3,3	9,7	747 T1 R1 E18 62 H8			
1864	ko,o	M	br	265	K(26) I(19) I-M(19) C(29) M(7)	6,5	15,8				
1865	ko,o	M	gr	245	K(16) I(52) I-M(14) C(18)		10,4				147
1870	ko,o	S	gr	387	K(9) I(60) I-M(15) C(16)				90	1,0	
1895	ko,m	S	schw	329	K(4) I(73) I-M(12) C(9) M(2)						110
1900	ko,m	Sd	gr	241	K(13) I(56) I-M(4) C(26) M(1)			739 T2 R3 E10 A2 63			
1905	ko,m	S	schw	241	K(5) I(65) I-M(11) C(19)				50	1,0	
1915	ko,u	M	gr	274	K(2) I(74) I-M(14) C(10)	3,3	5,5				141
1918	ko,u	M	gr	258	K(3) I(70) I-M(18) C(9)	2,3					
1920	ko,u	M	gr	241	K(6) I(64) I-M(15) C(15)	5,4	2,9				
1925	ko,u	M	rbr	387	K(2) I(66) I-M(12) C(20)	2,9	3,1		1120	0,6	
1925,5	ko,u	Sd	gr		K(10) I(44) I-M(19) C(27)			732 T1 R1 E10 A28 522 H4			
1930	ko,u	M	rbr	257	K(3) I(84) I-M(5) C(8)	45,9					108
1940	km4	M	rbr	258	I(83) I-M(4) C(13)	26,6	17,9	776 T1 E8 H2			113
1945	km4	M	gr	287	I(77) I-M(3) C(15) C-M(5)	36,4					
1947	km4	M	gr	258	I(63) I-M(10) C(23) C-M(4)	33,5					
1950	km4	M	rbr		I(70) I-M(14) C(16)	12,0					
1955	km4	M	schw	274	I(76) I-M(8) C(16)	2,3					
1960	km4	M	gr	300	I(74) I-M(4) C(15) C-M(7)	31,0			600	0,7	
1970	km4	M	rbr	322	I(87) I-M(4) C(17) C-M(2)	27,7					141
1972	km4	S	gr		I(84) I-M(8) C(8)						
1975	km4	M	rbr		I(83) I-M(11) C(6)	33,3		780 T1 E3			
1977	km4	M	gr	322	I(83) I-M(13) C-M(4)	25,8					
1978	km4	M	gr	274	I(71) I-M(12) C(13) M(4)	16,3					
1980	km4	M	rbr		I(71) I-M(9) C(13) M(7)	25,3					
1985	km4	M	rbr	322	I(79) C(13) C-M(8)	19,1			160	0,6	

Bohrung: 6

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1990	km4	M	gr	322	I(60) I-M(14) C(19) C-M(7)	28,7					
1995	km4	Anhy	w								
2000	km4	M	rbr	322	I(70) C(15) C-M(15)	11,5					
2010	km4	Anhy	w								
2011	km4	M	gr	290	I(70) I-M(13) C(11) C-M(6)	38,3					
2015	km3	M	rbr	274	I(68) I-M(7) C(14) C-M(11)	24,1					
2035	km3	M	rbr	274	I(73) C(15) C-M(12)	19,5		Z76 T8 R1 E5 A2 H5			
2040	km3	M	rbr		I(73) C(12) C-M(12)	18,0					
2045	km2	M	rbr	241	I(70) I-M(16) C-M(12) M(2)	27,2		Z54 T3 R2 E6			
2050	km2	M	gr		I(84) C(16)	23,7			170	0,8	81
2055	km2	Sd	rbr	322	I(64) I-M(8) C(26) M(2)	46,5		Z50 T5 R2 E12 G5 H1			
2060	km1	M	gr		I(70) I-M(13) C(17)	20,1					
2065	km1	M	rbr	322	I(74) I-M(6) C(12) C-M(5) M(3)	14,9					
2085	km1	Anhy	w	306	I(72) C(15) C-M(13)	13,0					
2090	km1	M	rbr	322	I(52) C(9) C-M(39)	18,0		Z61 T4 E2 A4			
2100	km1	Dol	gr	306	I(70) I-M(10) C(10) C-M(10)	52,6					
2120	km1	M	gr	322	I(82) C(12) C-M(6)	45,9					152
2130	km1	M	rbr	322	I(76) C(16) C-M(8)	26,2			250	0,8	
2140	km1	M	rbr	290	I(71) I-M(6) C(11) C-M(12)	14,9					
2150	km1	M	gr	335	I(67) I-M(7) C(19) C-M(4) M(3)	14,2		Z69 T1 A2 H1			
2160	km1	M	rbr		I(78) C(15) C-M(5) M(2)	22,2					
2194	ku2	M	rbr	290	I(81) C(11) C-M(8)	19,5		Z84 E4 A1			108
2198	ku2	M	gr	290	I(73) I-M(7) C(16) C-M(4)	27,9					
2200	ku1'	Sd	gr	241	I(66) I-M(6) C(28)			Z34 T5 R2 E6 G12 H3			
2206	ku1'	M	gr	290	I(87) C(13)	13,0					44
2214	ku1'	M	rbr		I(74) C(26)	30,2				210	0,9
2220	ku1'	Sd	rbr		I(64) C(36)			Z38 T7 R1 E5 A2 G4 H1			
2226	ku1	M	rbr	274	I(87) C(13)	19,1					68
2230	ku1	M	gr	274	I(82) C(18)	19,2	11,6			110	0,9
2234	ku1	M	gr	241	I(71) I-M(16) C(11) M(2)		10,8				
2235	ku1	Sd	gr	241	I(60) I-M(13) C(26) M(1)			Z42 T1 R1 E18 A3 G12 H9			
2240	ku1	M	gr	241	I(68) I-M(17) C(13) M(2)	14,0					
2241	ku1	M	gr	241	I(69) I-M(17) C(11) M(3)		12,7				

Bohrung: H

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
2010	ko,o	M	gr	387	K(14) I(46) I-M(16) C(20) M(4)	2,8	3,6	Z39 T1 R2 E8 612 H1			
2020	ko,o	S	gr	354	K(3) I(50) I-M(17) C(24) M(6)						
2025	ko,o	M	gr	387	K(7) I(50) I-M(14) C(21) M(8)		6,2	Z35 T3 R2 E12 68			
2035	ko,m	S	gr	354	K(6) I(63) I-M(14) C(14) M(3)						
2045	ko,m	S	gr		K(7) I(67) I-M(16) M(10)						
2050	ko,m	S	gr		K(5) I(61) I-M(13) C(9) M(12)						
2058	ko,m	Cal	gr		K(5) I(67) I-M(16) C(9) M(3)		69,9				
2060	ko,u	M	gr		K(3) I(54) I-M(10) I-C(18) M(15)		10,8				
2072	ko,u	M	gr	362	K(82) I(49) I-M(31) C(14) M(4)		4,3	Z33 T1 R1 E18 A8 613			

Bohrung: J

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1525	ko,o	M	gr	322	K(2) I(44) I-M(6) C(7) M(41)		8,9		20	0,9	130
1530	ko,o	Sd	gn	322	K(1) I(24) C(2) M(73)			Z39 T3 R3 E18			
1535	ko,m	Cal	rbr		K(11) I(60) I-M(10) C(12) M(7)	2,4	52,8				
1540	ko,m	M	gr		K(4) I(37) C(12) M(47)		8,9				100
1550	ko,m	M	gr	320	K(15) I(57) C(10) M(18)		8,1				
1558	ko,m	M	grgn		K(2) I(26) C(2) M(70)		5,8	263 E3			
1570	ko,m	S	gr		K(2) I(30) I-M(2) C(3) M(63)						
1600	ko,m	S	gr		K(7) I(56) I-M(7) C(10) M(20)				50	0,8	
1625	ko,m	M	gr		K(11) I(44) I-M(12) C(15) M(18)	2,5	6,1				
1630	ko,u	M	grgn		K(1) I(27) I-M(9) C(6) M(57)		5,6				
1637	ko,u	Sd	grgn	335	K(14) I(43) I-M(3) C(19) M(28)						
1645	ko,u	M	rbr		K(1) I(87) I-M(7) C(3) M(2)	25,1	11,2				132
1650	ko,u	M	gr		K(2) I(46) I-M(8) C(5) M(49)	12,4			170	0,9	
1653	ko,u	S	gr		K(2) I(27) C(5) M(66)			263 T1 R3 E12 H1			
1675	km4	M	gr		I(52) I-M(7) C(22) M(19)	8,1	25,9	275 T1 R3 E2			
1695	km4	M	rbr		I(73) I-M(4) C(7) C-M(6) M(10)	17,7	30,7	276 T1 R1 E3			
1700	km4	M	gr	387	I(72) I-M(5) C(6) C-M(7) M(10)	26,3	1,0		50	1,0	
1720	km4	S	gr		I(45) I-M(7) C(20) C-M(7) M(21)						
1730	km4	S	gr		I(69) I-M(8) C(17) C-M(2) M(4)						
1770	km4	M	gr		I(68) I-M(12) C(15) C-M(5)	12,3	8,2				
1780	km4	M	gr		I(87) I-M(9) C(2) M(2)	29,3					127
1804	km4	M	gr		I(81) I-M(10) C(6) C-M(3)	43,8					

Bohrung: J

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1820	km4	M	gr		I(86) I-M(6) C(4)	M(4)	38,9				138
1830	km4	M	gr		I(78) I-M(10) C(6)	M(6)	27,8	Z93 E2			
1860	km4	M	gr		I(73) I-M(9) C(7) C-M(4)	M(7)	35,6				
1865	km4	S	rbr		I(75) I-M(10) C(5) C-M(5)	M(5)					
1870	km3	M	gr		I(81) I-M(7) C(4) C-M(3)	M(5)	32,9				
1885	km3	M	rgr		I(76) I-M(7) C(5) C-M(3)	M(9)	25,3	1,0			
1900	km3	M	gr		I(77) I-M(8) C(7) C-M(5)	M(3)	44,6		30	0,8	
1920	km3	M	gr		I(72) I-M(7) C(5)	M(3)	29,7				
1930	km3	M	br		I(70) I-M(10) C(16)	M(4)	22,0	3,7 Z87 E4			
1955	km3	M	br		I(61) I-M(4) C(4)	M(31)	10,3	4,2			
1975	km2	M	rbr	354	I(55) I-M(4) C(4)	M(37)	8,4	5,5 Z43 T2 R1 E12 A4 H1			
1980	km2	M	grgn	354	I(70) I-M(6) C(6)	M(18)	24,9	4,0 Z49 T3 R2 E15 A21	730	1,0	79
1988	km2	M	br	322	I(63)	C(7)	M(30)	9,4	6,5		
2000	km1	M	v		I(70)	C(8)	M(22)	12,3	7,7		
2020	km1	M	grgn		I(64)	C(8) C-M(28)		21,1			
2030	km1	M	rbr		I(59)	C(3) C-M(17)	M(21)	15,3	Z74 R1 E8		
2050	km1	M	gr		I(68)	C(4) C-M(21)	M(7)	7,2	3,4		
2090	km1	M	gr		I(55)	C(5) C-M(40)		13,6			
2110	km1	M	rbr		I(54)	C(4)	M(42)	15,9			
2140	km1	M	gr		I(56)	C(9) C-M(35)		15,7			
2150	km1	M	rbr		I(59)	C(7) C-M(26)	M(8)	13,0	Z63 T1 E32 A13 H2		
2190	km1	M	gr		I(53)	C(9) C-M(23)	M(15)	12,0	1880	0,7	
2210	km1	M	rbr		I(53)	C(11) C-M(29)	M(7)	8,6			
2230	km1	M	gr		I(34) I-M(17) C(9) C-M(18)	M(22)	11,9				
2270	km1	M	gr		I(45) I-M(15) C(9) C-M(20)	M(11)					
2360	km1	M	schw		I(61)	C(14) C-M(25)		3,8			
2440	km1	Hal	w								
2500	km1	Hal	w								
2590	km1	M	rbr		I(60)	C(12) C-M(28)		3,5	3,2		
2700	km1	Hal	w								
2730	km1	M	rbr		I(70)	C(10) C-M(20)		8,8			
2760	km1	M	rbr		I(63)	C(9) C-M(28)		20,0			
2840	km1	M	rbr		I(71) I-M(7) C(14) C-M(8)		15,9				
2940	km1	M	rbr		I(62) I-M(5) C(11) C-M(22)		16,3				
3070	km1	S	gr		I(77) I-M(13) C(8) C-M(2)						

Bohrung: J

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
3130	km1	M	rbr		I(66) I-M(8) C(17) C-M(2)	14,1					
3140	km1	M	grgn		I(76) C(15) C-M(9)	16,3					172
3240	km1	M	rbr		I(63) C(11) C-M(26)	18,4					
3265	ku2	M	rbr		I(70) I-M(7) C(18) C-M(2) M(3)	10,1		269 T1 R1 E12 A4 62			
3270	ku2	M	gr		I(80) C(13) C-M(7)		20,8				
3280	ku2	M	rbr		I(84) C(10) C-M(6)	12,6			90	0,9	98
3300	ku1'	S	br		I(80) C(12) C-M(8)						
3310	ku1'	M	grgn		I(79) I-M(6) C(7) M(8)	22,0			170	0,7	
3320	ku1'	Sd	gr		I(61) I-M(8) C(18) M(13)			243 T4 R1 E8 A26 512			
3340	ku1'	M	gr		I(87) C(13)	23,9					63
3345	ku1	M	rbr		I(69) I-M(3) C(12) C-M(9) M(7)	19,5					
3350	ku1	Sd	gr		I(67) I-M(13) C(16) M(4)			232 T4 R2 E12 A13 69 H6			
3352	ku1	Sd	gr		I(75) C(9) C-M(16)	18,2					
3355	ku1	M	rv		I(83) I-M(7) C(10)	3,1			40	1,3	126
3356	ku1	M	schw		I(81) C(16) M(3)	13,0					

Bohrung: K

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1490	ko,o	Sd	gr	225	K(6) I(49) I-M(6) C(36) M(3)			236 T1 R1 E6 612 H2			
1505	ko,m	M	gr		K(12) I(44) I-M(12) C(32)		16,6	255 T1 E4	50	0,9	
1520	ko,m	M	gr		K(3) I(61) I-M(9) C(26) M(1)		12,9	254 T1 R1 E1 61			
1525	ko,m	Sd	gr	225	K(2) I(63) I-M(5) C(28) M(2)			238 T3 R3 E8 64 H5			
1535	ko,u	M	schw		K(3) I(60) I-M(11) C(25) M(1)	5,0	10,8		40	0,8	
1539	km4	M	gr		I(39) I-M(7) C(50) C-M(2) M(2)	34,4					
1550	km4	M	gr		I(59) I-M(8) C(30) C-M(1)	34,0		292 E2	400	0,5	
1552	km4	M	gr		I(65) I-M(4) C(30) C-M(1)	49,0					
1560	km4	Dol	gr		I(74) C(24) M(2)	53,6					
1561	km4	Dol	gr		I(78) I-M(4) C(17) C-M(1)	65,0					
1565	km4	M	gr	235	I(68) I-M(4) C(27) C-M(1)	49,8		290			
1568	km4	M	gr		I(55) I-M(9) P(4) C(32)	4,2	8,3				
1570	km4	M	gr		I(69) C(30) C-M(1)	31,0		289 R1 E2			
1575	km4	M	gr		I(50) I-M(10) C(39) M(1)	16,0	4,6				
1580	km4	M	gr		I(59) C(41)	35,2					
1590	km4	M	gr		I(60) C(40)	40,2					

Bohrung: K

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Toneminerale		Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1600	km3	M	rbr		I (68)	C (31) C-M (1)	19,1		Z82 R1 E8	1380	0,7	
1610	km2	M	rbr	225	I (70)	C (30)	15,7					
1612	km2	M	grgn	225	I (54)	C (45) M (1)	47,1					
1614	km2	Sd	gr	258	I (52)	C (48)			Z32 T8 R2 E10 A30 H9 300	0,4		
1616	km1	M	gr		I (45) I-M (6)	C (49)	20,3					
1620	km1	M	rbr		I (60)	C (40)	26,2		Z73 T1 R1 E5 A1 H4			
1625	km1	M	gr		I (53)	C (45) C-M (2)	29,5					
1640	km1	M	gr		I (51)	C (49)	27,9					
1645	km1	M	rbr		I (61)	C (39)	29,1					
1655	km1	M	gr		I (49)	C (48) C-M (3)	26,0					
1658	km1	M	rv		I (43) P (3)	C (49) C-M (5)	18,6	6,2				
1665	km1	M	gr		I (59) P (2)	C (34) C-M (5)	24,9					
1675	km1	M	rbr		I (53)	C (44) C-M (3)	34,1			300	0,9	
1685	km1	M	grgn		I (75)	C (23) C-M (2)	23,9		Z89 R1 E2			
1690	km1	M	br		I (75)	C (23) C-M (2)	21,1					
1695	ku2	M	br		I (67) I-M (5)	C (26) C-M (2)	21,1					
1697	ku2	M	gr		I (47) I-M (6)	C (44) C-M (3)	15,3		Z92 E1	100	0,7	
1700	ku1'	Sd	gr		I (50)	C (50)		5,4	Z42 T2 R1 E12 A18 G1			
1702	ku1'	Sd	grgn		I (58)	C (42)			Z38 T1 R2 E10 A15 H1			
1704	ku1'	M	rbr		I (71)	C (29)	19,1					
1705	ku1'	Dol	gr		I (67) I-M (5)	C (26) M (2)	62,2					
1720	ku1'	Sd	gr		I (45) I-M (4)	C (49) M (2)		15,4	Z48 T3 E14 A20 G6 H2 470	0,4		
1730	ku1'	M	gr		I (38)	C (62)	23,9					
1740	ku1'	Sd	gr		I (45)	C (55)			Z30 T4 R4 E16 A21 G2 H9			
1745	ku1	Cal	gr		I (63) I-M (4)	C (31) M (2)	7,8	53,9				
1746	ku1	M	gr		I (67)	C (56)	28,5	16,8				
1747	ku1	Sd	grgn	220	I (44)	C (56)			Z39 T1 R1 E10 A20 H10			
1750	ku1	M	gr		I (57) I-M (4)	C (36) M (3)	19,1	14,6		20	0,9	

Bohrung: L

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
1138	km4	M	rbr	370	I(23)	C(23)	M(54)	19,6			
1150	km4	M	rbr	346	I(67)	P(15) C(13)	M(5)	20,7	Z10 R1 E12 A70 63	370	1,1
1160	km3	M	rbr	322	I(62)	P(17) C(21)		22,2			
1190	km3	M	rbr		I(68)	P(12) C(18) C-M(2)		21,8		110	0,9
1191	km3	M	gr		I(58)	I-M(5) C(15)	P(15) M(7)	10,4			
1195	km3	M	rbr		I(58)	I-M(5) C(15)	P(15) M(7)	18,4			
1197	km3	M	gr	264	I(62)	I-M(5) C(13)	P(11) M(9)	7,3			
1203	km2	M	rbr		I(63)	I-M(3) C(16) C-M(7)	P(11)	13,4	Z92 R1 E1	370	1,2
1210	km1	Dol	rbr		I(62)	I-M(8) C(11)	P(16) M(3)	75,4			
1220	km1	M	rbr		I(76)	I-M(7) C(14)	M(3)	5,4	3,1		
1225	km1	M	gr		I(67)	C(10) C-M(5)	M(18)	15,0			
1230	km1	M	rbr		I(57)	P(17) C(18)	M(8)	15,3			
1240	km1	M	gr		I(68)	P(10) C(11)	M(11)	28,7	Z93 R1 E2		
1260	km1	M	rbr		I(75)	I-M(8) C(12) C-M(2)	M(3)	8,7	5,7		
1270	km1	M	gr		I(56)	I-M(8) C(12) C-M(10)	P(14)	22,6			
1280	km1	M	rbr		I(59)	I-M(10) C(12) C-M(5)	P(14)	8,4			
1290	km1	M	rbr		I(57)	I-M(4) C(12) C-M(12)	P(15)	6,3		490	1,2
1295	km1	M	gr		I(58)	P(13) C(15) C-M(3)	M(11)	15,3	Z89 E3		
1320	ku2	M	rbr		I(51)	I-M(8) C(10) C-M(16)	P(15)	6,1		50	1,1
1330	ku1'	M	gr		I(56)	I-M(11) C(10)	P(13) M(10)	9,0			
1335	ku1'	Sd	gr	280	I(53)	I-M(10) C(16)	P(16) M(10)		Z8 T1 R1 E14 A4 662 H2		
1360	ku1'	M	rbr		I(83)	I-M(6) C(8)	M(3)	3,8		40	1,2
1370	ku1'	M	rbr	322	I(90)	C(9)	M(1)	30,2			107
1375	ku1'	M	rbr	355	I(63)	P(15) C(15)	M(7)	4,6			
1390	ku1'	M	rbr		I(81)	I-M(6) C(13)		13,8			
1400	ku1	M	gr		I(80)	I-M(8) C(10)	M(2)	13,8	Z73 T1 R2 E8 64 H1	20	0,9 138
1420	ku1	M	rbr		I(78)	I-M(11) C(11)		11,8			

Bohrung: M

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
974	km4	S	v		I(59) I-M(11)	C-M(1)	M(29)				
980	km4	M	gr	516	I(85) I-M(9)	C(2)	M(4)	40,2			
982	km4	S	gr	580	I(56) I-M(8)	C-M(1)	M(35)				
984	km4	S	gr	580	I(59)	C-M(3)	M(38)				
986	km4	M	gr		I(55) I-M(17)	C(3)	M(25)	10,8	5,9		
988	km4	M	gr		I(61) I-M(40)	C-M(3)	M(26)	2,9	13,5		
1111	km3	M	rbr		I(52) I-M(4)	C(17)	P(13) M(14)	13,6	16,8		
1219	km1	M	r		I(51) I-M(8)	C(11)	P(12) M(18)	4,2			
1225	km1	S	gr		I(44) I-M(5)	C(6)	P(7) M(38)				
1282	ku1'	S	r		I(76) I-M(14)	C(10)					
1285	ku1'	Sd	gr	550	I(57) I-M(15)	C(12)	M(16)				
1287	ku1'	M	gn		I(74) I-M(13)	C(13)		15,3			

Bohrung: N

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
665	km4	M	rbr		I(79) I-M(7)	C(11)	M(3)	19,9	9,1		
670	km4	M	gr		I(62) I-M(11)	C(24)	M(3)		20,8		
690	km4	Dol	gr		I(81) I-M(10)	C(7)	M(2)	63,9			
700	km4	M	gr		I(84) I-M(6)	C(8)	M(2)	32,5			
710	km4	M	rbr	451	I(84) I-M(6)	C(7)	C-M(1)	M(2)	26,0	10,3	
720	km4	M	grgn	322	I(79) I-M(11)	C(5)	C-M(2)	M(3)	22,2		
730	km4	M	gr		I(76) I-M(5)	C(10)	C-M(6)	M(3)	41,0		
740	km4	Dol	grgn	412	I(85) I-M(9)	C(4)	C-M(1)	M(1)	56,3		
750	km4	M	rbr		I(76)	C(7)	C-M(4)	M(13)	18,8	11,2	
770	km4	M	gr		I(84) I-M(8)	C(5)	M(3)	33,9			
780	km4	M	rbr	322	I(81)	C(6)	M(13)	10,3	9,6		
790	km4	M	gr		I(61) P(10)	C(11)	M(18)	40,8			
800	km4	M	rbr		I(77)	C(12)	C-M(4)	M(7)	6,9	12,9	
810	km4	Anhy	w					6,9	11,6		
820	km3	M	gr		I(82) I-M(5)	C(10)	M(3)	47,8			
830	km3	M	r		I(63) P(16)	C(14)	C-M(3)	M(4)	24,5		
850	km3	M	r		I(66) P(15)	C(15)	M(4)	18,8			
860	km3	Dol	gr		I(78) I-M(7)	C(12)	M(3)	86,1			
880	km3	M	rbr		I(78) I-M(7)	C(12)	M(3)	18,2			

Bohrung: N

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
885	km3	M	grgn		I(81) I-M(8) C(9) C-M(2)	20,7		Z92			
890	km2	M	rbr	387	I(82) I-M(10) C(8)	16,8		Z18 T1 R3 E5 A8 643			95
900	km2	M	gr	258	I(73) I-M(10) C(12)	M(5) 42,1			330	0,6	
910	km2	M	rbr	274	I(70) I-M(14) C(11)	M(5) 21,1					
915	km2	Sd	grgn	300	I(63) I-M(11) C(24)	M(2) 12,5	15,5				
925	km1	M	grgn		I(87) I-M(6) C(5) C-M(1) M(1)	30,6					
930	km1	M	gr		I(77) I-M(9) C(11) C-M(2) M(1)	19,1					
940	km1	M	gr		I(78) I-M(6) C(7) C-M(3) M(6)	34,3		Z30 T1 R14 E8 610 H8			
950	km1	M	rbr		I(50) I-M(6) C(14) P(14) M(16)	45,9					
980	km1	M	gr		I(79) I-M(8) C(6) C-M(2) M(5)	40,2					
1000	km2	M	rbr		I(72) I-M(9) C(6) C-M(2) M(11)	20,2	3,1	Z29 T2 R1 E13 A16 642 H2			
1001	km2	So	grgn	322	I(58) I-M(6) C(28)	M(8)		Z14 T1 R2 E5 A6 656 H3			
1030	km1	M	rbr		I(76) I-M(7) C(11) C-M(5) M(1)	8,6		Z82 R2 E4 66			
1040	km1	M	gr		I(68) I-M(8) C(12) C-M(5) M(7)	10,7					
1050	km1	M	rbr		I(64) I-M(10) C(11) P(10) M(5)	17,7					
1060	km1	M	rbr		I(68) I-M(17) C(9) C-M(3) M(3)	24,5					
1065	km1	M	gr		I(71) I-M(8) C(6) C-M(15)	26,0					
1070	km1	M	rbr		I(74) I-M(8) C(8) C-M(5) M(5)	13,8					
1080	km1	M	rv		I(79) I-M(7) C(7) C-M(7)	19,1			20	1,0	146
1085	km1	M	gr		I(74) I-M(7) C(10) C-M(4) M(5)	7,9	3,9	Z81 R2 E2			
1090	km1	M	rbr		I(74) I-M(8) C(13) C-M(4) M(1)	17,2					
1100	ku2	M	gr		I(70) I-M(10) C(11) C-M(4) M(5)	11,9	5,8				
1105	ku2	M	rbr		I(79) I-M(7) C(10)	M(4) 15,1	2,7				
1110	ku2	M	r		I(86) I-M(5) C(9)	17,4		Z75 T1 R3 E3 64	40	1,1	125
1120	ku1'	M	rbr		I(83) I-M(7) C(10)	24,9					
1130	ku1'	M	rbr		I(88) I-M(6) C(6)	20,7		Z69 R2 E4			
1140	ku1'	M	r		I(80) I-M(8) C(10)	M(2) 20,7		Z65 T1 R3 E5	20	1,2	
1145	ku1'	Sd	gr		I(83) I-M(9) C(8)						
1147	ku1'	M	gr		I(85) I-M(6) C(9)	14,0					105
1150	ku1	M	br		I(82) I-M(8) C(9)	M(1) 13,4					
1152	ku1	M	rbr		I(86) I-M(6) C(8)	17,2		Z72 R1 E1	10	1,5	
1154	ku1	Sd	gr		I(55) I-M(18) C(17)	M(10)		Z63 R1 E6 A2 64 H1			
1156	ku1	M	gr		I(79) I-M(12) C(7)	M(2) 26,8					
1159	ku1	M	gr		I(83) I-M(7) C(10)	6,3	24,4	Z72 T1 R1 E4			

Bohrung: Q															
Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale			Dol	Cal	Schwerminerale			Sr	FeO	B
1440	ko,u	Sd	gr		K(2)	I(68)	I-M(9)	C(15)	M(6)	10,0	49,4	Z33 T1 R1 E4 A1 62 H2			
1450	ko,u	Sd	gr	403	K(20)	I(8)		C(31)	M(41)			Z32 E8 H2			64
1460	ko,u	M	gr	419	K(8)	I(42)	I-M(10)	C(10)	M(30)		15,2			30	0,9
1470	ko,u	M	gr		K(6)	I(44)	I-M(10)	C(11)	M(29)		8,7	Z82 E2 62			
1490	ko,u	M	gr		K(7)	I(35)	I-M(10)	C(15)	M(33)	8,7	34,7				
1495	km4	M	gr		I(61)	I-M(6)	C(16)		M(17)		31,2	Z90 E3			
1515	km4	M	gr		I(68)	I-M(15)	C(10)		M(7)	7,4	19,0				
1525	km4	M	rbr		I(38)	I-M(13)	C(12)	P(5)	M(32)	23,2	7,2	Z92 R2 E2 61			
1530	km4	M	gr		I(48)		C(20)		M(32)	3,7	16,8	Z93 E1			
1540	km4	M	gr		I(60)	I-M(13)	C(20)		M(7)	9,4	31,4				
1545	km4	Cal	rbr		I(86)	I-M(8)	C(6)			3,5	50,3				
1550	km4	M	rv		I(60)	I-M(13)	C(20)		M(7)	23,6	6,4	Z93			
1575	km4	M	gr		I(61)	I-M(10)	C(15)	C-M(5)	M(9)	10,2	7,7				
1600	km4	M	gr		I(51)	I-M(20)	C(11)	C-M(3)	M(7)P(8)	12,3	7,5				
1650	km4	M	gr		I(74)	I-M(11)	C(7)	C-M(4)	M(4)	15,6	3,5				
1660	km4	Cal	gr		I(27)		C(8)	C-M(14)	M(51)		55,1				
1665	km4	M	rbr		I(73)	I-M(8)	C(11)	C-M(8)		14,4	5,2		60	1,0	
1670	km4	Cal	rbr		I(64)	I-M(5)	C(28)		M(3)		62,0				
1710	km4	M	gr		I(69)	I-M(11)	C(8)	C-M(12)		23,0					
1735	km4	M	gr		I(74)	I-M(10)	C(8)	C-M(8)		13,7	11,8				
1760	km4	M	gr		I(71)	I-M(9)	C(13)	C-M(7)		10,7					
1775	km3	M	rbr		I(78)	I-M(7)	C(7)	C-M(8)		23,5					
1810	km3	M	rbr		I(80)	I-M(8)	C(8)		M(3)	29,5					157
1815	km3	Hal	gr		I(74)	I-M(7)	C(11)	C-M(8)		11,7	3,6				
1840	km3	Hal	w												
1845	km3	M	gr		I(71)	I-M(11)	C(9)	C-M(4)	M(5)	13,1	4,9				
1965	km3	M	gr		I(73)	I-M(5)	C(12)	C-M(10)		15,8	9,5				
1975	km3	Hal	rbr		I(77)		C(16)	C-M(7)		6,0	6,6				
1985	km3	M	gr		I(69)	I-M(9)	C(17)	C-M(3)	M(2)	13,8	9,0				
1990	km3	M	rbr		I(72)	I-M(5)	C(14)	C-M(9)		6,9	10,0				
2010	km3	M	gr		I(73)	I-M(8)	C(9)	C-M(10)		12,1	6,8				
2045	km3	M	rbr		I(79)		C(11)	C-M(10)		9,1	13,6		120	1,0	
2050	km3	M	gr		I(62)		C(23)	C-M(6)	M(9)	16,2	9,7				
2095	km3	Hal	w												
2200	km3	Hal	w												

Bohrung: O

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
2315	km3	M	rbr		I(64)	C(20) C-M(16)	14,2				
2325	km3	M	rbr		I(73)	C(17) C-M(6) M(4)	7,7	4,5			
2335	km3	M	gr		I(70)	C(16) C-M(14)	8,4	8,3			
2355	km3	M	rbr		I(81)	C(12) C-M(7)	14,0				
2370	km3	M	rbr		I(84)	C(13) C-M(3)	14,9	3,2			
2375	km3	M	rbr		I(81)	C(9) C-M(10)	16,2	3,6			
2395	km2	M	rbr	387	I(85)	C(14)	M(1) 11,1		Z36 T2 R2 E10 A5 614		71
2405	km2	M	rbr	319	I(73) I-M(12)	C(13)	M(2) 6,5	4,0		70	0,8
2410	km2	Sd	gr	354	I(62) I-M(15)	C(16)	M(7) 6,5	1,0	Z12 T6 R1 E7 A13 646		
2415	km1	M	rbr		I(76) I-M(8)	C(12) C-M(4)	23,9				
2420	km1	M	rbr		I(73) I-M(8)	C(13) C-M(6)	11,1				
2425	km1	S	rbr		I(84) I-M(8)	C(7)	M(11)				112
2445	km1	M	rbr		I(78) I-M(6)	C(8) C-M(8)	10,1				
2450	km1	M	rbr		I(74) I-M(13)	C(10) C-M(3)	8,2				
2460	km1	M	rbr		I(72) I-M(12)	C(11) C-M(5)	7,7				
2470	km1	M	rv		I(75) I-M(12)	C(10) C-M(3)	4,2	4,6		190	1,0
2490	km1	M	rbr		I(80) I-M(7)	C(8) C-M(5)	6,1				
2515	ku2	M	rbr		I(70) I-M(4)	C(10) C-M(16)				160	1,2
2520	ku1'	M	gr		I(72) I-M(7)	C(10) C-M(11)	7,3				104
2525	ku1'	Sd	rbr		I(74) I-M(9)	C(16)	M(1)		Z28 T1 R1 E9 A42 69 140	0,6	

Bohrung: P

Probe	Strat.	Mater.	Farbe	Illkri.	Tonminerale	Dol	Cal	Schwerminerale	Sr	FeO	B
55	ko,u	Dol	gr		K((2) I(78) I-M(8)	C(10) M(2)	57,4				
110	km4	M	gr		I(49) I-M(6)	C(36) C-M(7) M(2)	5,7		Z32 T2 R1 E12 A32 610 H7		
202	km1	M	rbr		I(53) I-M(3)	C(31) C-M(11) M(3)	21,8		Z82 T1 R1 E5 A2 H2		
204	km1	M	gr		I(41)	C(47) C-M(12)	7,3				
205	km1	M	gr		I(50)	C(38) C-M(12)	35,2				
255	km1	M	gr		I(42) I-M(5)	C(41) C-M(12)	24,4		Z88 T1 E4 H5		
360	ku1	M	gr		I(60) I-M(8)	C(30)	M(2) 31,4		Z63 T3 R1 E9		

Jürgen Lewandowski
Weserstr. 41
4630 Bochum 1

Tabellarischer Lebenslauf

Geburtsort	:	Bochum
Geburtsdatum	:	12.06.1953
Familienstand	:	ledig
Staatsangehörigkeit	:	deutsch
Schulausbildung	:	04.1960-03.1964 Volksschule in Bochum 04.1964-06.1974 Goethe-Gymnasium in Bochum Abschluß: Abitur
Grundwehrdienst	:	07.1974-09.1975
Berufsausbildung	:	09.1975-07.1983 Ruhr-Universität Bochum Abschluß: Diplom Geologe
Berufspraxis	:	09.1983-03.1985 Beratender Geologe 03.1985-02.1987 Wiss.Mitarb. am Inst. f. Geologie d. Ruhr-Universität Bochum 03.1987-12.1987 Beratender Geologe 01.1988-laufend Angestellt bei BEB Erdöl,Erdgas Hannover als Geologe

